MÉMO VISUEL DE GÉOLOGIE

L'ESSENTIEL EN FICHES

Yves Lagabrielle
Directeur de recherche CNRS l'UMR 6118 Géosciences-Rennes, université de Rennes 1

René Maury
Professeur émérite à l'université de Bretagne occidentale

Maurice Renard
Professeur émérite à l'université Pierre et Marie Curie (UPMC, Sorbonne Universités)

DUNOD

Illustrations de couverture :
Haut droite : © Arnaud Lathuille-Fotolia.com
Haut gauche, bas droite et gauche : Yves Lagabrielle

Uniformisation des illustrations et mise en page des fiches : Bernadette Coléno

ISBN 978-2-10-070304-3

Table des matières

Table des matières

Partie 3 Sédimentologie

Table des matières

Partie 4 Stratigraphie

Table des matières

Partie 5 Structure de la Terre et géodynamique globale

Partie 6 La déformation de la lithosphère

Partie 7 La géodynamique des océans

Table des matières

Table des matières

Table des matières

Partie 10 Aléas et ressources énergétiques

Avant-propos

Cet ouvrage a pour ambition d'offrir à un large public d'étudiants et d'enseignants-chercheurs un aperçu des connaissances relatives à notre planète Terre : son origine, son histoire, les matériaux qui la composent et les mouvements qui animent ses enveloppes profondes et superficielles.

D'un seul coup d'œil, fiche après fiche, le lecteur trouvera l'essentiel des données fondamentales nécessaires à sa progression dans la découverte des disciplines qui composent les Sciences de la Terre : géophysique, tectonique, pétrologie-géochimie, sédimentologie, stratigraphie, paléontologie, géomorphologie, paléoclimatologie...

Le livre résulte d'une longue complicité entre les coauteurs, née alors qu'ils étaient tous trois membres du Jury de l'Agrégation de Sciences de la Vie et de la Terre. Chaque coauteur a pu, au fil des épreuves orales, estimer le niveau d'exigence requis dans des disciplines qui ne lui étaient pas forcément familières. Il résulte de ces interactions entre des coauteurs évoluant dans des domaines scientifiques différents, la volonté de produire un ouvrage équilibré dans lequel les disciplines sont traitées à égalité.

Chaque fiche propose les schémas fondamentaux qui illustrent de façon simple les données, les concepts et les hypothèses les plus récents. Des photographies ponctuent les fiches d'éléments concrets indispensables pour une science de terrain. De nombreux dessins, entièrement réalisés par les auteurs, constituent des documents de synthèse originaux. Afin d'assurer la cohérence de l'ouvrage, l'ensemble des illustrations a été harmonisé par Alexandre Lethiers et par Bernadette Coléno qui a également assuré la mise en page des fiches.

Ce Mémo Visuel de Géologie s'adresse d'abord aux étudiants de Licence (L1 à L3), mais sera également utile aux étudiants en Master. Il accompagnera les candidats aux concours de recrutement de l'enseignement secondaire et les élèves des classes préparatoires BCPST. Il sera utile également à un public d'enseignants et de chercheurs désireux d'accéder à un panorama complet des géosciences et plus simplement à tous les amateurs de géologie.

Les auteurs remercient vivement les collègues qui leur ont fourni des documents photographiques et iconographiques, et notamment :

Arnaud Agranier, Michel Ballèvre, Jacques-Marie Bardintzeff, Jean-Alix Barrat, Claire Bassoulet, Arnaud Blais, Sylvain Blais, Françoise Boudier, Martial Caroff, François Chauvet, Gilles Chazot, Delphine Desmares, Laurent Emmanuel, Camille Clerc, Carole Cordier, Vincent Courtillot, Anne Delplanque, Anne Deschamps, Laurent Geoffroy, Stéphane Guillot, Marc-André Gutscher, Thierry Juteau, Serge Lallemand, Laurence Le Callonnec, Nicolas Le Moigne, Anne-Marie Marabal, Fabrice Minoletti, Pierre Nehlig, Christian Nicollet, Carlos Pallares, Gaëlle Prouteau, Marc de Rafélis, Sidonie Révillon, Jean-François Ritz, Isabelle Rouget, Brigitte Senut, Bruno Vrielynck, Valérie Zeitoun.



10 parties
Les grandes disciplines des Sciences de la Terre

230 fiches

Les notions essentielles du cours pour réviser rapidement



Plus de 1 000 schémas et photos en couleur

pour illustrer chaque notion importante

Et aussi...

- De nombreuses cartes de situations, globales ou régionales
- Un index complet

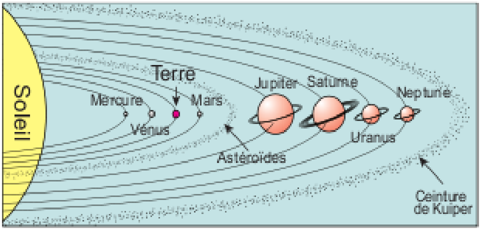
Partie 1 La Terre, une planète dans l'Univers



Collision de deux galaxies. Les galaxies des Antennes (NGC 4 038 /4 039), à 62 millions d'années-lumière de la Terre, sont entrées en collision il y a plus de 100 Ma, et celle-ci se poursuit actuellement. Les énormes nuages bleus et rouges correspondent à des gaz interstellaires chauds, et les zones blanches et dorées à des amas stellaires, dont certains sont en cours de formation (© *NASA, ESA, STScI, J. DePasquale et B. Whitmore*).

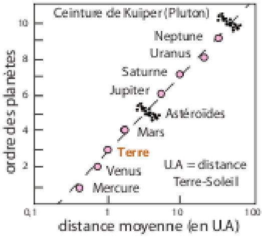
fiche 1

Le système solaire



La période de révolution des planètes dépend de leur distance au Soleil (Mercure : 0,24 an et Neptune : 164 ans). La rotation des planètes sur elles-mêmes s'effectue suivant un axe sub-perpendiculaire à l'écliptique. La rotation se fait dans le même sens que la révolution (sauf pour Vénus et Uranus).

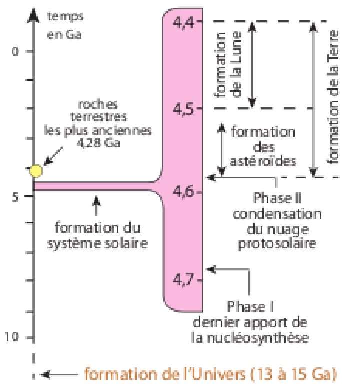
Le **système solaire** est une communauté ordonnée de huit planètes (Pluton a perdu son statut de planète en 2006) qui tournent autour d'une étoile (le Soleil) selon des orbites elliptiques pratiquement situées dans un même plan (écliptique).



La ceinture d'astéroïdes sépare deux zones du système solaire, celle des planètes telluriques, petites et denses (roches et métaux) et celle des planètes géantes (gazeuses). Lors de la formation, l'accrétion (fiche 3) a dû être prépondérante dans la première zone alors que dominait l'effondrement gravitationnel dans la seconde.

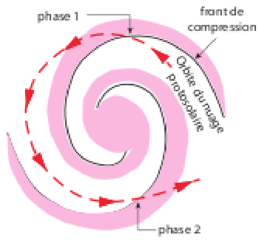
Loi de Bode
Chaque planète est deux fois plus éloignée du Soleil que sa voisine intérieure.

La formation du système solaire



L'âge du système solaire
Datée de 4,55 Ga, sa formation (condensation, accrétion et différenciation) est un phénomène rapide (± 200 Ma) par rapport à l'histoire de l'Univers.

Processus de formation du système solaire
La durée de formation correspond au temps de transit du nuage protosolaire de matière interstellaire (fiche 2) dans les bras de la galaxie. La formation comporte deux phases :

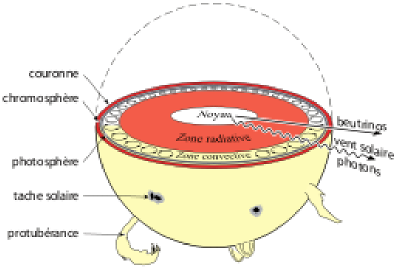


Phase I : Lors du passage dans le premier bras, le nuage protosolaire est comprimé mais ne s'effondre pas. Il se charge en atomes issus de l'intense nucléosynthèse qui règne dans le bras.

Phase II : Lors du passage dans le second bras galactique, environ 100 Ma plus tard, il y a condensation du nuage protosolaire avec formation du Soleil et de son cortège planétaire.

Le Soleil

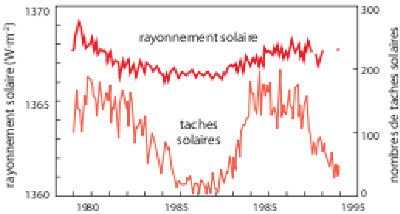
Étoile de dimension modeste (695 000 km de rayon), située dans un bras spiral à 30 000 années-lumière du centre de la galaxie, le Soleil est constitué essentiellement d'hydrogène et d'hélium (seulement 2 % d'autres éléments). Son poids est estimé à $2 \cdot 10^{30}$ kg (330 000 fois celui de la Terre). Sa période de rotation est de 26,9 jours à l'équateur et 35 jours au pôle selon un axe incliné de 82°45' sur le plan de l'écliptique.



La structure du Soleil

Le noyau (250 000 km de rayon, 15 millions de degrés) a une densité de 150. L'atmosphère solaire comprend :
- la photosphère (300 km d'épaisseur, 8 000°C à 4 500 °C) qui est siège du champ magnétique et émettrice des photons ;
- la chromosphère (2 500 km d'épaisseur) où la température croît avec l'altitude jusqu'au million de degrés) ;
- la couronne (seule la partie interne est représentée, la partie externe peut s'étendre sur 5 millions de km) dont la très haute température (3 millions de °C) est liée à des phénomènes magnétiques, qui, produisant des courts-circuits, réchauffent le plasma.

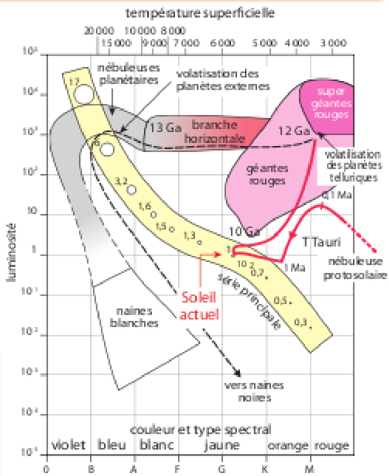
L'énergie provient de la transformation d'hydrogène en hélium et deutérium par deux réactions : le cycle proton-proton (réaction principale dans le cas du Soleil) et le cycle proton-oxygène-azote (cyle de Bethe) où le carbone est un catalyseur. Les photons émis dans le noyau sont réabsorbés et réémis de très nombreuses fois et n'atteignent, de ce fait, la surface qu'au bout d'un million d'années.



L'activité solaire

Variant selon un cycle de 11 ans, elle est responsable des fluctuations haute fréquence du climat terrestre. Le nombre de centres actifs (taches solaires) se corrèle à la fluctuation du rayonnement solaire.

Après la phase initiale T Tauri, le Soleil est entré dans un état stationnaire au bout de 1 à 2 Ma. Cette situation sur la série principale durera 10 Ga (soit encore 5 Ga). Après épuisement de son hydrogène, il évoluera vers les géantes rouges (l'augmentation de température provoquera la volatisation des planètes telluriques vers 12 Ga puis vers les nébuleuses planétaires avec volatilisation des planètes externes vers 13 Ga). Le Soleil s'éteindra ensuite progressivement en évoluant vers les naines blanches et noires.



Le diagramme de Hertzsprung-Russell et l'évolution du Soleil

On classe les étoiles en fonction de leur luminosité et de leur couleur spectrale. La majorité se situe sur la série principale (luminosités et masses sont exprimées par rapport au Soleil).

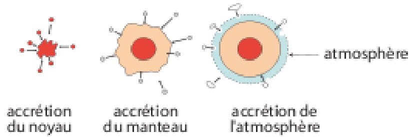
fiche 3

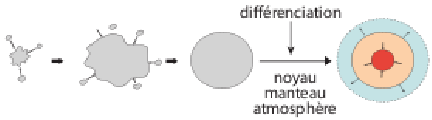
Accrétion planétaire et différenciation des assises terrestres

Le Soleil et le cortège planétaire sont cogéniques (voir météorites, fiche 4) et dérivent de matière interstellaire car les planètes contiennent des éléments (Li, D) ne résistant pas aux conditions stellaires.

Le modèle de Kant (1755) et Laplace (1799)

La nébuleuse protosolaire (fragmentation d'un nuage de matière interstellaire) entre en rotation et prend la forme d'un disque applati. Les élements non volatils se condensent et s'agglomèrent pour donner naissance aux planètes dans les régions externes, plus froides, du disque. Le centre devient le Soleil en se contractant. Selon les modèles numériques actuels, on passe du disque protosolaire à un petit nombre de planétoïdes à orbites non régulées en 5 à10 Ma et aux planètes à orbites régulées en 100 Ma.





Les deux modèles expliquant la structure concentrique des planètes

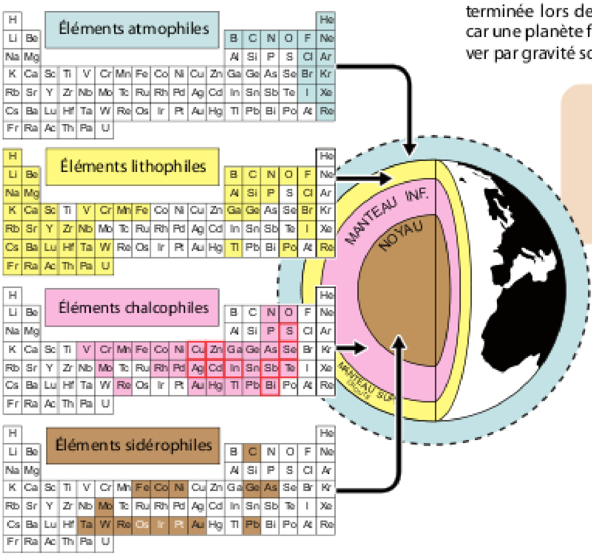
1. Accrétion hétérogène : Les matériaux sont accrétés dans l'ordre de leur densité. Les éléments lourds (fer) se condensent les premiers pour former le noyau puis les silicates pour le manteau et la croûte et enfin les gaz pour l'hydrosphère et l'atmosphère.

2. Accrétion homogène : Accrétion de poussières de composition homogène puis différenciation des différentes enveloppes par migration des éléments lourds vers le centre et des volatils vers la surface.

Le second modèle paraît le plus vraisemblable car l'accrétion, qui génère de la chaleur, doit être terminée lors de la formation de l'atmosphère car une planète froide est plus « apte » à conserver par gravité son atmosphère.

La géodynamique chimique

Goldschmidt (1954) a mis en évidence une relation entre les grandes familles géochimiques et les mégastructures terrestres.

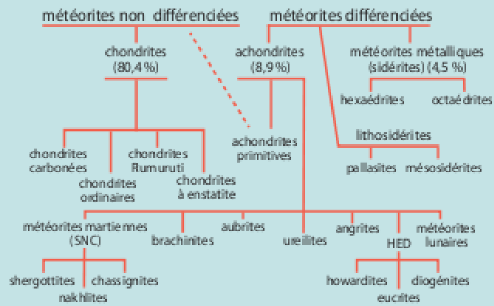


La répartition des éléments chimiques dans les enveloppes terrestres. Certains éléments se retrouvent dans différents groupes tandis que d'autres appartiennent à une seule famille. Ainsi les éléments entourés de rouge sont exclusivement chalcophiles et Os, Ir et Pt (lettres blanches) strictement sidérophiles.

Les météorites

Les météorites proviennent de la ceinture d'astéroïdes, de la Lune ou de Mars. Les grands astéroïdes ayant subi une différenciation rapide, leurs fragments constituent des analogues de la croûte (**eucrites**), du manteau (**achondrites**), du noyau (**météorites métalliques** ou sidérites) et même de la couche D'' (**lithosidérites**) des planètes telluriques.

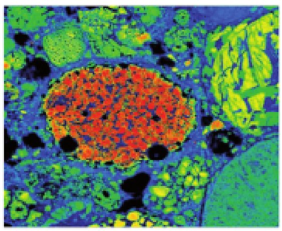
Les **chondrites**, les plus fréquentes, sont les plus primitives. Elles doivent leur nom aux sphérules (chondres) qui les constituent et représenteraient des gouttes de liquides formées lors des premières collisions. Les **chondrites carbonées**, peu courantes (4,7 %), sont les plus anciennes (4,65-4,55 Ga). Elles ont subi une condensation à basse température et sont riches en eau. Leur composition est utilisée comme référence dans les travaux de géochimie (fiche 202).



Classification simplifiée des météorites



Chondrite carbonée d'Axtell, Texas



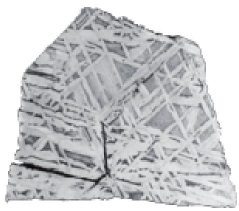
Distribution hétérogène du Mg dans une chondrite

Les teneurs décroissantes du rouge (chondre central 1 mm) au bleu et au noir témoignent de l'hétérogénéité des globules accrétés.



Octaédrite du Campo del Cielo, Argentine

Plus de 100 tonnes de cette météorite ont été récupérées.



Section de l'octaédrite El Capitan, Nouveau Mexique

Deux alliages Fe-Ni (kamacite et taenite) forment les figures de Widmanstatten.



Pallasite de Brahin, Russie

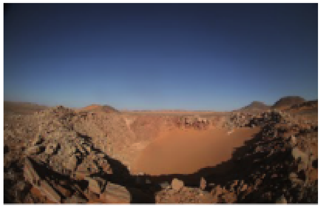
(5 x 3 cm)

Matrice métallique de type octaédrite entourant de grands cristaux d'olivine.

fiche 5

Cratères d'impact et impactites

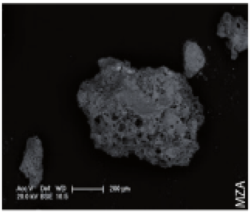
Les **cratères d'impact météoritiques** sont une caractéristique majeure des surfaces planétaires. Sur Terre, ils sont assez rares en raison de l'activité tectonique et de l'érosion. Les deux plus grands, Vredeford (Afrique du Sud, 300 km de diamètre, 2,02 Ga) et Sudbury (Canada, 250 km, 1,85 Ga) sont d'âge Protérozoïque. Le troisième, Chicxulub (Yucatan, Mexique, 180 km, 65 Ma) est probablement **responsable de la crise Crétacé-Tertiaire** (fiche 87). Le plus grand des cratères cénozoïques est celui de Popigaï (Sibérie, 100 km, 36 Ma). Celui de Rochechouart (Limousin, 21 km, 201 Ma) ne vient qu'au 40e rang.



Cratère de Kamil, Egypte
(< 5 000 ans)
Il est dû à l'impact à 45° et 3,5 km·s^{-1} d'une sidérite de 1,3 m de diamètre pesant 9 tonnes. Son diamètre est de 45 m, sa profondeur de 16 m, et son rempart est exhaussé de 3 m. Il est entouré d'un anneau bréchique de 50 m de diamètre et de projections radiales en étoile de 350 m de long.
Photos © Museo Nazionale dell'Antartide, Siena.



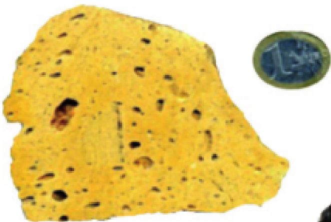
Fragment de la météorite de Kamil
(sidérite de type ataxite, Ni = 19,8 %)



Verre d'impact siliceux vacuolaire de Kamil



Brèche d'impact (suévite) de Montoume, Rochechouart
(partie fondue rougeâtre)



Impactite fondue (*melt rock*) vacuolaire de Babaudus, Rochechouart

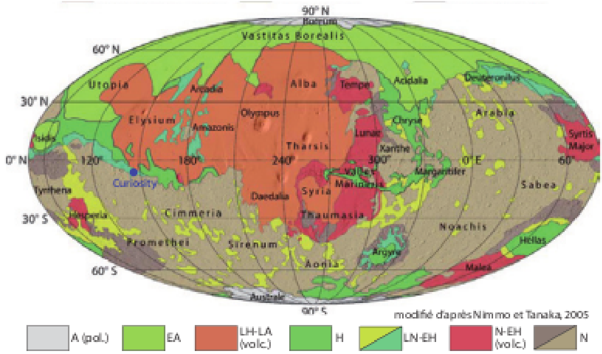


Tectite du Laos (« indochinite »)

Critères d'identification des impactites. Ils incluent la présence de minéraux de haute pression : **coésite**, **stishovite** (fiche 173), **diamant** (Popigaï) ; **de roches fondues** (*melt rocks*) associées à des brèches d'impact (**suévites**) contenant des parties fondues et des cônes de pression (***shatter cones***) ; et de **tectites**, verres siliceux contaminés en Ni et Co, projetés à grande distance du cratère (« moldavites » du Ries, « australites », « indochinites »).

La géologie de Mars

Elle est connue grâce à plus de 15 missions d'exploration (survols, orbiteurs, atterrisseurs, robots mobiles), de 1964 (Mariner 4) à 2012 (Curiosity). On distingue trois grandes périodes.



Carte géologique simplifiée de Mars

Noachien (N) : 4,6 à 3,7 Ga ; **Hespérien** (H) inférieur (EH) et supérieur (LH) : 3,7 à 3,1-2,9 Ga ; **Amazonien** (A) inférieur (EA) et supérieur (LA) : moins de 3,1-2,9 Ga. Les dépôts polaires (pol.) sont lités et les laves (volc.) très abondantes.

Le **Noachien** est marqué par un grand bombardement météoritique tardif (comme sur Terre) suivi d'un important volcanisme très fluide et de la formation de vallées fluviales ramifiées associée à des processus d'altération (phyllosilicates).

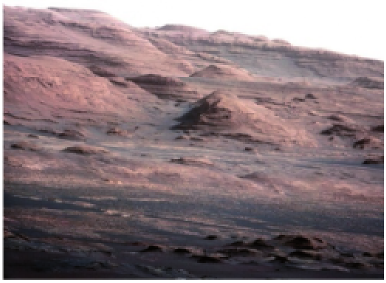
L'activité volcanique décline pendant l'**Hespérien** alors que l'érosion (chenaux de débâcles) et l'altération se poursuivent.

L'**Amazonien** est marqué par une reprise de l'activité volcanique (Mons Olympus) perdurant peut-être jusqu'à l'actuel (plaine d'Elysium), et la formation de ravines récentes et des calottes actuelles.



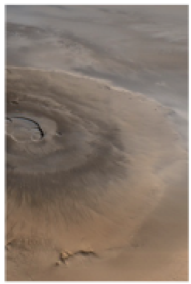
La météorite martienne de Tissint (Maroc)

C'est la chute la plus récente observée (juillet 2011). Il s'agit d'une shergottite picritique riche en verre contenant des gaz atmosphériques martiens.



Strates sédimentaires d'origine fluviale présumée du mont central (Aeolis Mons) du cratère de Gale, site d'arrivée de Curiosity

Elles contiennent des sulfates et des argiles de type smectite, dont l'étude est l'objectif majeur de la mission du rover.



Le volcan bouclier Mons Olympus,

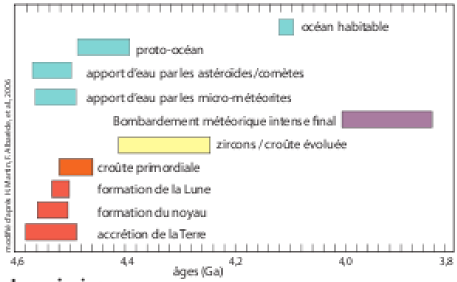
point culminant de Mars (21 229 m)

Plus de 100 météorites martiennes ou SNC (shergottites-nakhlites-chassignites) sont connues. Leurs compositions isotopiques sont spécifiques et elles sont plus jeunes que les autres achondrites (4,3 à 0,15 Ga). Les shergottites ont une composition dominante de basalte tholéiitique primitif. Leur diversité témoigne d'une pétrogenèse complexe à partir du manteau martien, plus riche en fer que le terrestre.

fiche 7

La Terre à l'Hadéen

Les témoins directs de l'Hadéen (> 4 Ga) sont très rares : orthogneiss d'Acasta, Canada (4,03 Ga) et zircons des Jack Hills, Australie (âge maximal U-Pb 4,40 Ga). Les autres renseignements sur cette période proviennent d'études isotopiques (^{17}O-^{18}O, ^{26}Al-^{26}Mg, ^{182}Hf-^{182}W, ^{146}Sm-^{142}Nd) sur les roches terrestres anciennes comparées aux météorites et aux roches lunaires.

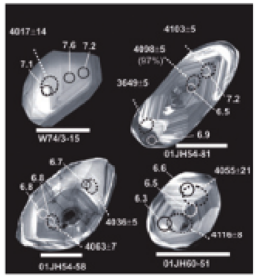


Les principaux évènements géologiques de l'Hadéen



Orthogneiss d'Acasta
(métagranodiorite de type TTG)

Zircons zonés des Jack Hills
Les plus vieux minéraux terrestres connus sont des témoins de croûte continentale remaniés dans des sédiments rubanés riches en fer (*Banded Iron Formations*, BIF). Leur composition isotopique indique des interactions avec l'eau. Tailles : 0,1 à 0,3 mm.



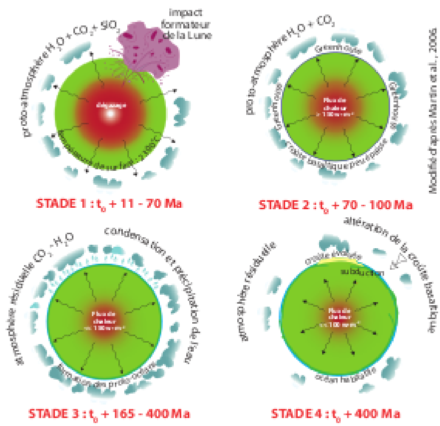
Les quatre principales étapes de l'évolution de la Terre à l'Hadéen. L'âge conventionnel de sa formation (t_0) est fixé à 4,568 Ga ; il est postérieur à ceux de la plupart des chondrites.

Stade 1. L'accrétion et le bombardement (**impact formateur de la Lune**) s'accompagnent d'un flux de chaleur très élevé. Le dégazage intense et l'apport externe d'eau (météorites) conduisent à l'apparition d'une **proto-atmosphère**, alors que le manteau est liquide (**océan magmatique**) et que le **noyau** se forme.

Stade 2. Le flux de chaleur demeure très élevé et la proto-atmosphère très épaisse provoque un effet de serre (**greenhouse**). L'océan magmatique se refroidit et une **croûte basaltique** apparait.

Stade 3. La condensation de l'eau conduit à la formation des **proto-océans**. Les premiers éléments de **croûte continentale** apparaissent (zircons).

Stade 4. Apparition de phénomènes similaires aux modernes : **formation de croûte continentale**, **subduction**, **altération de la croûte basaltique**. L'océan devient habitable, mais l'intense **bombardement météoritique tardif** fera disparaitre vers 4 Ga la plupart des témoins de ces processus.



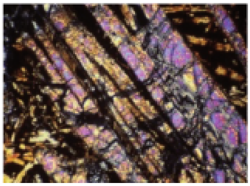
Les magmatismes archéens

Certains magmas archéens (4-2,5 Ga) sont des basaltes tholéiitiques (Thol.) proches des MORB modernes. Les **komatiites** (Kom.), ultramafiques, sont par contre typiques des ceintures de roches vertes archéennes ; celles de type Barberton (B) sont pauvres en Al, Y et Yb par rapport au type Munro (M).

Les TTG (**tonalites-trondhjemites-granodiorites**), proches des adakites modernes, sont les granitoïdes de loin les plus courants. Leurs rapports Sr/Y et La/Yb sont supérieurs à ceux des granites calco-alcalins qui apparaissent au Protérozoïque.

Maj. (%)	Kom.-M	Kom.-B	Thol.	TTG
SiO_2	45,0	47,1	50,1	69,79
TiO_2	0,34	0,24	1,45	0,34
Al_2O_3	6,70	4,04	13,03	15,56
Fe_2O_3T	11,20	12,80	15,69	3,12
MnO	0,17	0,22	0,26	0,05
MgO	29,4	29,6	5,51	1,18
CaO	6,30	5,44	11,70	3,19
Na_2O	0,30	0,46	1,27	4,88
K_2O	0,09	0,09	0,86	1,76
P_2O_5	0,00	0,05	0,14	0,13
Traces (ppm)				
La	0,32	0,65	6,98	32
Nb	0,6	0,5	6,1	10
Sr	21	23	137	454
Y	7	4	29	7,5
Yb	0,66	0,40	2,3	0,55

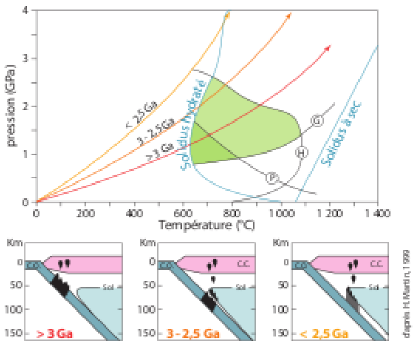
Analyses moyennes de roches archéennes



Komatiite de type Barberton à olivine « spinifex » (4 x 3 mm, LPNA)



Orthogneiss plissé de Finlande, dérivé d'un granitoïde de type TTG



Origine des TTG. Elles dérivent, comme les adakites modernes, de la **fusion hydratée, entre 650 et 1 050 °C, de basaltes subduits** transformés en amphibolites à hornblende (H), grenat (G), avec ou sans plagioclase (P). Elles apparaissent dès l'Hadéen (Acasta) et constituent la quasi-totalité des granitoïdes archéens.
La **diminution progressive des gradients géothermiques** les fait disparaître au Protérozoïque au profit des granites calco-alcalins, issus de basaltes dérivant de la fusion du manteau des arcs volcaniques.

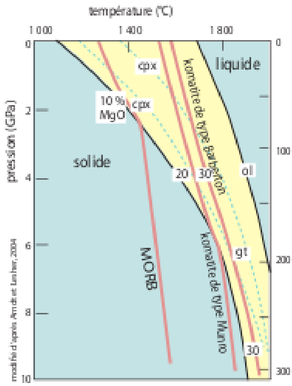
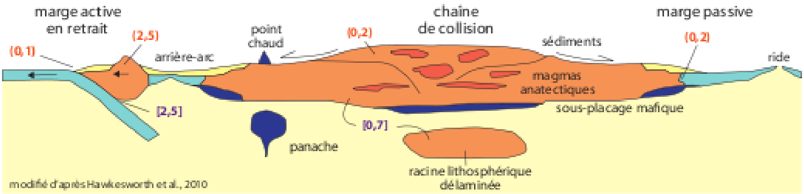


Diagramme P-T de fusion du manteau péridotitique à sec

La formation des komatiites nécessite des températures de fusion **supérieures de 200 à 300 °C à celles des MORB**. Elles sont rendues possibles par les gradients géothermiques très élevés à l'Archéen. Les différences entre les deux types sont explicables par la présence de davantage de grenat dans la source des komatiites de type Barberton.

fiche 9

Les cratons et la croissance continentale



Bilan de la croissance continentale actuelle

Il est équilibré d'après les estimations récentes : 3,1 km³/an d'addition (en rouge, entre parenthèses), 3,2 km³/an de disparition dans le manteau (en violet, entre crochets). Il faut donc rechercher dans le passé les origines de la croissance des continents.



Orthogneiss icartien du Trégor (2 Ga)

Ce sont les plus vieilles roches de la France métropolitaine, déformées au Cadomien (610 Ma).

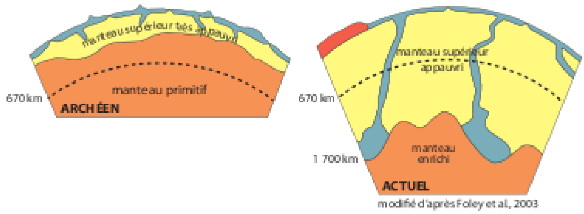
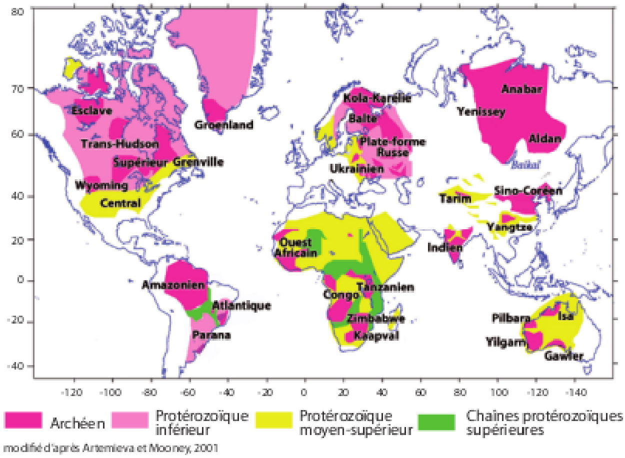


Schéma simplifié de l'évolution du manteau, source ultime de la croûte continentale

L'important appauvrissement du manteau supérieur archéen s'est atténué en raison du recyclage profond par la subduction, mais le manteau primitif a progressivement disparu.

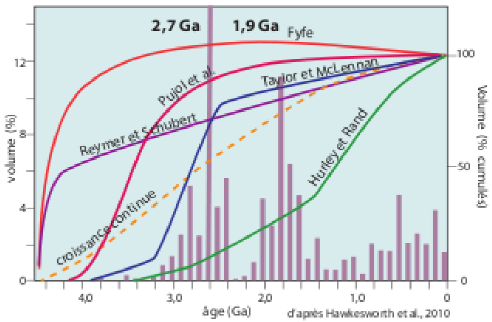


Carte simplifiée des cratons précambriens

Le cœur des continents est composé par les noyaux archéens des cratons, qui ne représentent cependant que 7 % de la croûte continentale. Ils sont entourés de plus vastes terrains protérozoïques, auxquels se sont accrétées par la suite les chaînes calédoniennes, hercyniennes et alpines (non individualisées). L'ensemble du schéma suggère un maximum de croissance antérieur à 2 Ga (Protérozoïque moyen), avant que le régime « équilibré » de la tectonique des plaques moderne ne se mette en place.

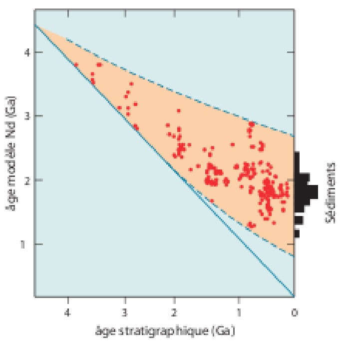
Les modèles de croissance des continents

Les nombreuses datations récentes (méthode U-Pb sur zircons) conduisent à invalider les modèles impliquant la croissance récente de la croûte continentale (Hurley et Rand, 1969), sa croissance importante à l'Hadéen (Fyfe, 1978 ; Reymer et Schubert, 1984) ou enfin sa croissance continue.

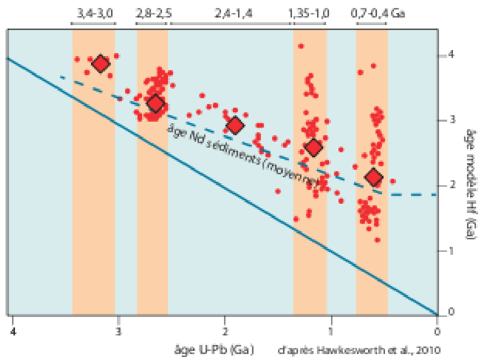


Les principaux modèles de croissance des continents
Les histogrammes se réfèrent aux âges de 7 000 zircons détritiques.

Le **modèle de croissance maximale à la fin de l'Archéen et au Protérozoïque** proposé par Taylor et McLennan (1985) est compatible avec les âges des cratons (fiche 9) et ceux des zircons détritiques, dont les pics de fréquence principaux correspondent aux âges des **supercontinents précambriens** Superia/Slavia (2,7 Ga) et Nuna (1,9 Ga). Ceux des supercontinents plus récents (Rodinia, Pangée) apparaissent moins clairement. Le modèle de Pujol et al. (2013), basé sur les isotopes de l'argon ($^{40}Ar/^{36}Ar$), propose une croissance un peu plus ancienne (la moitié du volume de la croûte aurait existé à 3,5 Ga).



Âges stratigraphiques et âges-modèles (Nd) des sédiments continentaux
En l'absence d'héritage détritique de roches plus anciennes, ils devraient être identiques. **Leur divergence croissante à partir de l'Archéen reflète la formation de la croûte continentale.**



Âges U-Pb et âges-modèles Hf des zircons des sédiments australiens
Ces minéraux ayant un rapport Lu/Hf très faible, leur rapport isotopique $^{176}Hf/^{177}Hf$ est très voisin de sa valeur initiale.
Les âges-modèles de ces zircons s'écartent progressivement au cours du temps de leurs âges U-Pb mesurés. Leurs âges moyens sont en accord avec la corrélation obtenue pour le Nd des sédiments. **Ils indiquent une forte croissance à partir de 3 Ga.**

Partie 2 Hydrosphère et atmosphère terrestres



L'étude de l'hydrosphère et des fonds marins suppose le développement de nombreux outils adaptés. Le sous-marin Nautile emmène un scientifique et deux pilotes jusqu'à 6 000 m de fond. Il est capable de prélever des échantillons et d'effectuer de nombreux travaux autour de sites particuliers comme les sites hydrothermaux. Aujourd'hui, il tend à être supplanté par les ROV dont les temps de plongée sont nettement supérieurs (voir fiche 152) (*photo Yves Lagabrielle*).

fiche 11

L'hydrosphère et les propriétés de l'eau

La présence d'eau liquide est caractéristique de la planète Terre

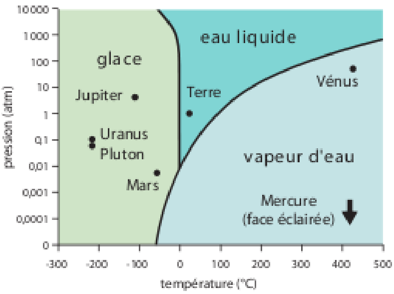
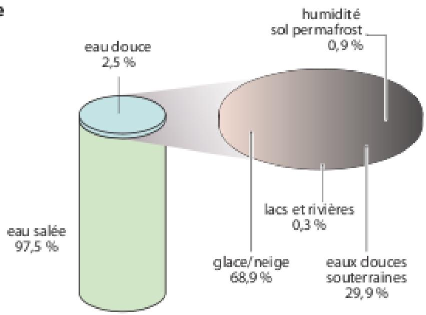


Diagramme de phase de l'eau et position des principales planètes du système solaire

L'océan occupe 72 % de la surface terrestre avec une répartition hétérogène entre l'hémisphère nord (qualifié d'hémisphère continental : 2/3 des continents) et sud (hémisphère océanique).

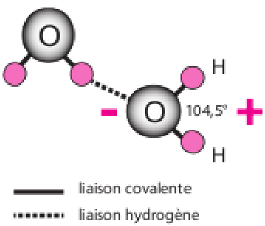
Si la répartition de l'hydrosphère était homogène, chaque cm^3 de surface terrestre disposerait de 273 l d'eau dont :
- 266,2 l d'eau de mer
- 4,69 l de glace
- 2,03 l d'eau douce (aquifères)
- 0,02 l d'eau douce (lacs et rivières)
- 0,06 l dans les sols et sous forme de vapeur.

L'eau douce disponible pour l'humanité et la biosphère est donc une ressource rare.



Les propriétés de l'eau : une molécule électriquement dipolaire

L'eau présente une tendance à la polymérisation par l'intermédiaire de liaisons électrostatiques dites liaisons hydrogènes : le pôle oxygène d'une molécule attire le pôle hydrogène d'une autre. Ceci implique des propriétés particulières, ainsi l'eau devrait geler à -100 °C et bouillir à -80 °C (au lieu de 0 °C et 100 °C), l'énergie complémentaire, correspondant à ces écarts, sert à rompre les liaisons hydrogènes.



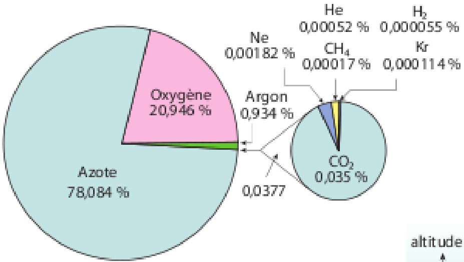
La **chaleur spécifique** et la **chaleur latente de fusion** sont parmi les plus fortes de tous les liquides classiques ;
→ importance dans les transferts de chaleur et dans la régulation thermique.

La **chaleur de vaporisation** est la plus forte ;
→ importance dans les transferts d'eau et de chaleur dans l'atmosphère.

Le **pouvoir dissolvant** est le plus élevé tant pour le nombre de substances dissoutes que pour les quantités dissoutes ;
→ importance dans les altérations chimiques (fiche 44).

L'enveloppe gazeuse : l'atmosphère terrestre

L'atmosphère est une enveloppe gazeuse que la Terre retient par gravité. Ces gaz persistent, extrêmement raréfiés, jusqu'à l'**exosphère** (entre 500 et 1 000 km) au-delà de laquelle ils s'échappent vers l'espace.



La composition de l'atmosphère

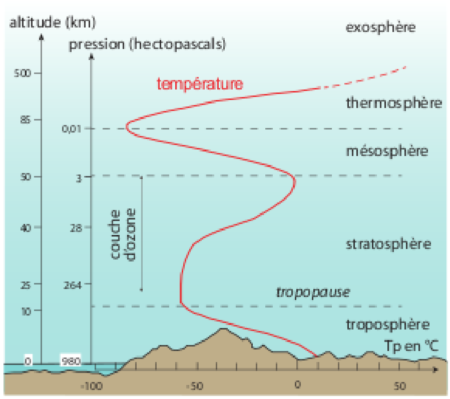
La teneur en O_2 est constante, celle en CO_2 dépend de la vitesse des réactions d'équilibre avec l'océan et les roches et de l'activité humaine. La vapeur d'eau est un constituant important des couches basses mais la température étant proche de celle de condensation, elle disparait très vite en altitude (50 % à 2 km).

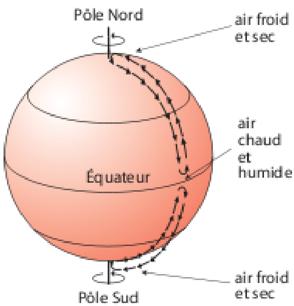
La structure de l'atmosphère

Elle est définie par l'évolution de la température et la source d'énergie : Le Soleil pour les couches hautes et le sol, qui réémet des infrarouges, pour les couches basses (fiche 13).

La **troposphère** contient 85 % de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau. C'est le domaine de la météorologie.

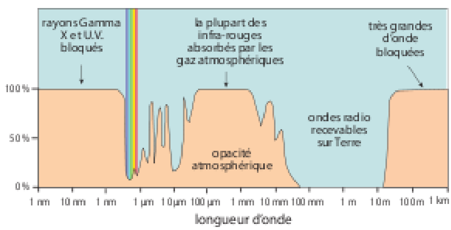
La **tropopause** peut se définir comme une surface isobare, celle des 300 hectopascals.





La convection atmosphérique

Un système de convection existe autour de la Terre avec des vents soufflant des pôles vers l'équateur où l'air réchauffé s'éléve au sommet de la troposphère pour retourner aux pôles compléter la cellule de convection. Dans la réalité, les forces de Coriolis fragmentent la cellule en sous-cellules de convection en leur donnant une composante latérale horaire ou anti-horaire suivant l'hémisphère (fiche 15).



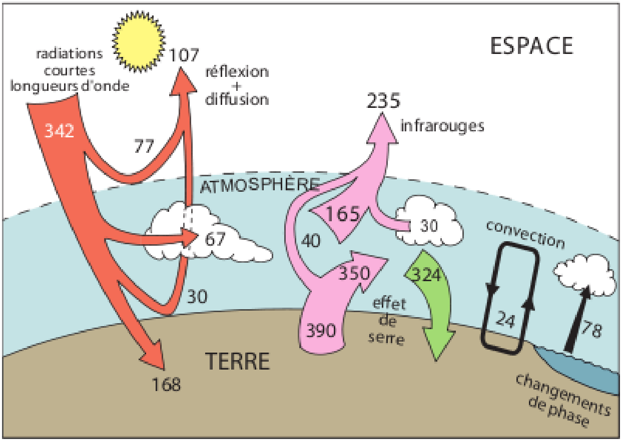
L'opacité de l'atmosphère

La lumière visible peut atteindre le sol terrestre avec cependant une légère distorsion dans l'atmosphère.

fiche 13

Le bilan thermique de la Terre

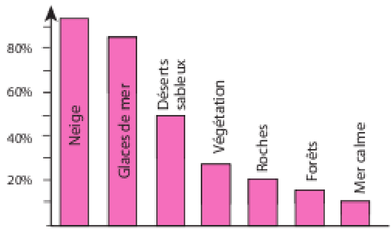
La chaleur sur la planète Terre a une double origine :
- une **source interne** ($4{,}2 \cdot 10^{13}$ W : chaleur initiale liée à la phase d'accrétion planétaire, radioactivité, différenciation des assises), responsable du déplacement des plaques ;
- une **source externe** (l'énergie solaire : $7{,}1 \cdot 10^{17}$ W), responsable des variations de la température de surface aux différentes échelles temporelles climatiques (jour, saisons, cycles géologiques).



La totalité du flux solaire n'est pas absorbée :
- 107 W·m^{-2} sont réfléchis vers l'espace ;
- seulement 235 W·m^{-2} sont absorbés (67 W·m^{-2} par les nuages et 168 W·m^{-2} par la Terre).

Le système Terre-atmosphère émet, à son tour vers l'espace, une énergie de 235 W·m^{-2}. Le bilan radiatif est donc nul et le système terrestre global est, en moyenne, à l'équilibre.

Le système surface terrestre/atmosphère possède un **albédo** global (pourcentage de réflexion) de l'ordre de 30 %. L'albédo est très variable en fonction des surfaces, ce qui provoque des variations régionales importantes (fiche 14).



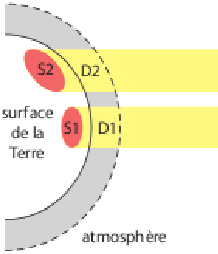
L'albédo en fonction de la nature de la surface

L'effet de serre

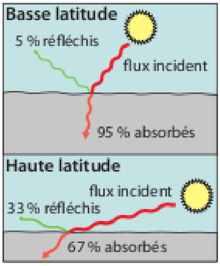
Le rayonnement infrarouge thermique (λ > 4 µm) absorbé dans l'atmosphère par la vapeur d'eau, le CO_2 et l'ozone est réémis soit vers l'espace (195 W·m^{-2}) soit vers la surface terrestre (324 W·m^{-2}). La surface terrestre reçoit donc en plus du rayonnement solaire direct (168 W·m^{-2}, domaine visible et proche infrarouge) qui a franchi l'atmosphère un flux infrarouge réémis par les basses couches de l'atmosphère (324 W·m^{-2}). Ce phénomène, l'**effet de serre**, explique la différence observée entre la **température effective** (-18 °C, température théorique de la planète donnée par la loi de Planck) et la **température moyenne réelle** (+15 °C) observée à la surface terrestre.

Les déséquilibres thermiques régionaux

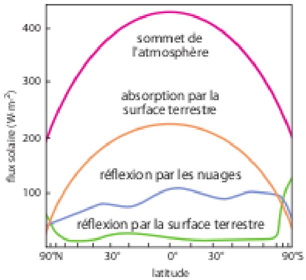
L'insolation en fonction de la latitude



Une même quantité de rayonnement se répartit sur une plus grande surface (S2) aux hautes latitudes qu'à l'équateur (S1). La distance parcourue dans l'atmosphère (D2), et donc l'absorption, est aussi supérieure.

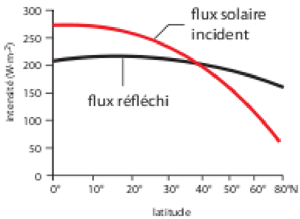


L'angle d'incidence (donc de la latitude) influe sur l'absorbance et la réflexion du rayonnement solaire.

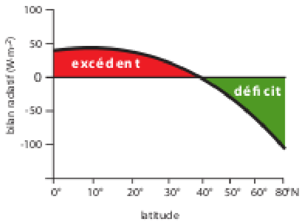


Le flux solaire et son absorption par la surface terrestre varient en fonction de la latitude.
L'augmentation de la réflexion dans les régions polaires est liée à l'albédo de la glace (voir fiche 13).

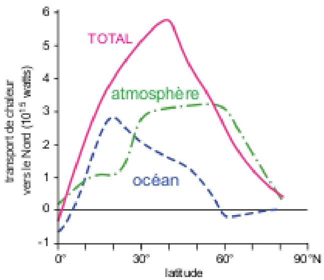
Dissymétrie thermique du système climatique



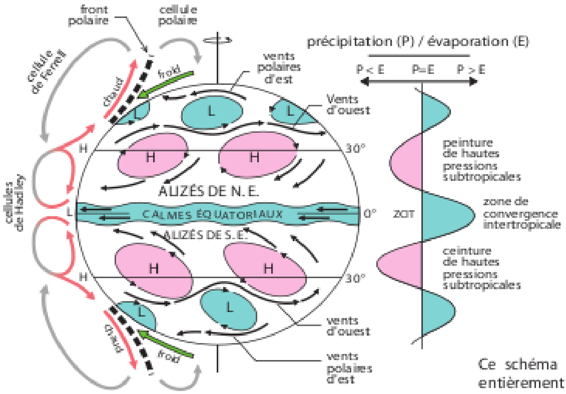
Variation latitudinale du flux solaire incident et du flux réfléchi



Redistribution de l'énergie
Les circulations océaniques et atmosphériques (voir fiches 15 et 19) permettent une redistribution de l'énergie en transférant l'excédent des régions tropicales vers les hautes latitudes. Les circulations océaniques sont plus efficaces aux basses latitudes, les circulations atmosphériques aux hautes latitudes.



fiche 15 Circulations atmosphériques et zonation climatique terrestre

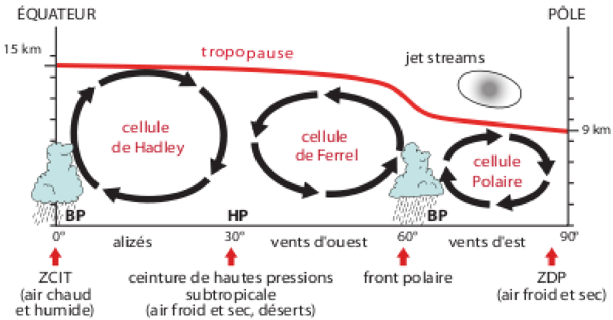


Système des vents et zonation climatique

La rotation de la Terre fragmente la cellule de convection (fiche 12) évacuant la chaleur des zones équatoriales vers les zones polaires en sous-cellules (Hadley, Ferrell, Polaire). Il en résulte une zonation latitudinale de hautes et basses pressions responsable des caractéristiques des zones climatiques et du régime des vents.

Ce schéma correspond à une Terre théorique entièrement recouverte d'eau. Dans la réalité la répartition hétérogène des continents et des océans complique le système.

Au niveau de la cellule de Ferrell, le régime devient plus chaotique, il se crée des cellules cycloniques et anticycloniques (anticyclone des Açores) dont les déplacements règlent le climat des régions tempérées.



Circulation générale atmosphérique

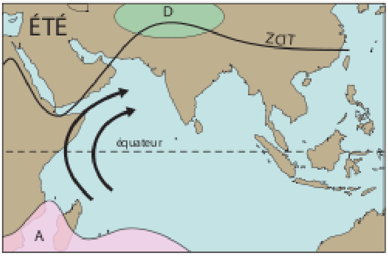
ZCIT = zone de convergence inter tropicale
ZDP = zone de divergence polaire
HP = hautes pressions
BP = basses pressions

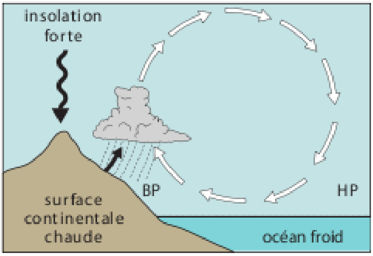
La zone équatoriale est une zone de basses pressions qui attire les masses d'air, plus froides, issues de 30° N et S. Ces vents, les **alizés,** sont déviés par la force de Coriolis vers l'ouest. Le déplacement de la ZCIT, vers le nord ou le sud, au cours de l'année détermine l'alternance de saisons sèche et humide en zone tropicale (fiche 16). La zone de hautes pressions (air plus sec) qui règne vers 30° de latitude, induit une ceinture désertique sur les continents et une augmentation de salinité dans les océans (fiche 21). Au niveau du front polaire l'affrontement des masses d'air chaud (méridionales) et froid (polaires) engendre des vents violents en altitude (500 km/h) : les jet streams.

Un dispositif climatique régional : la mousson

La mousson indienne d'été (avril à novembre)

La **mousson** est un processus de brise de mer/brise de terre à très grande échelle entre le continent et l'océan Indien. En été, il règne une situation anticyclonique sur l'océan Indien qui est relativement froid tandis que le continent est une zone plus chaude, dépressionnaire, siège d'un courant ascendant. Le vent souffle donc vers le nord-ouest. La cellule convective se complète par un retour en altitude vers l'océan.



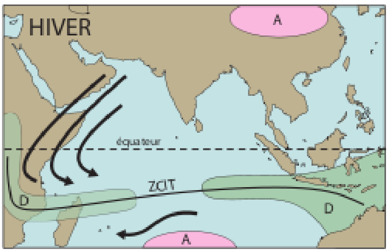


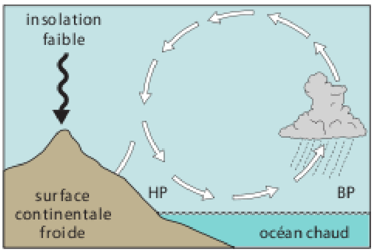
ZCIT = zone de convergence intertropicale, A = anticyclone, D = dépression, HT et BP = hautes et basses pressions

La ZCIT est déplacée vers le nord au niveau de l'Himalaya ce qui induit une traversée de l'équateur par les alizés de l'hémisphère sud qui sont alors déviés vers l'est par la force de Coriolis. Il y a alors un conflit, générateur de très fortes précipitations entre les alizés, chargés d'humidité, et l'air sec, d'origine continentale, en place sur l'Inde.

La mousson indienne d'hiver (décembre à mars)

Le régime s'inverse, le continent asiatique s'est refroidi, un anticyclone s'installe sur la Mongolie et le vent souffle alors en direction du sud-ouest vers l'océan Indien, qui est resté plus chaud, et vers l'Afrique Orientale où règne une zone dépressionnaire. La ZCIT a migré au sud de l'équateur et les vents sont déviés vers l'est. De leur affrontement avec les alizés de sud-est au niveau de la ZCIT, résultent aussi des précipitations dans la zone comprise entre 5 et 15° Sud mais qui sont moins importantes que celles de la mousson d'été.

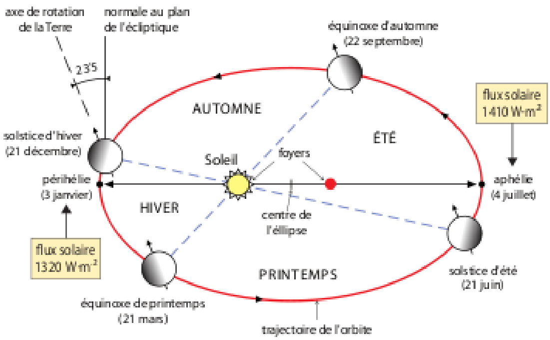




L'Afrique de l'Ouest, où la ZCIT se trouve vers 20°N en été, connait aussi un régime de mousson résultant de l'affrontement d'un vent très sec (l'harmattan) avec les alizés de l'hémisphère sud, humides, et déviés par les forces de Coriolis.

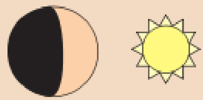
fiche 17 Les saisons et leur durée

Les **saisons** sont dues aux fluctuations de l'insolation qui dépendent plus des paramètres orbitaux que du fonctionnement solaire. L'excentricité de l'orbite (r = 0,0167) joue peu : la Terre est plus près du soleil pendant l'hiver de l'hémisphère nord que pendant l'été. C'est l'axe d'inclinaison de la Terre (obliquité = 23°5 actuellement) qui détermine les fluctuations saisonnières de l'insolation.



Les **équinoxes** correspondent à une position de la Terre où l'axe de rotation est perpendiculaire aux rayons solaires (le cercle d'illumination passe par les pôles d'où des durées du jour et de la nuit égales).

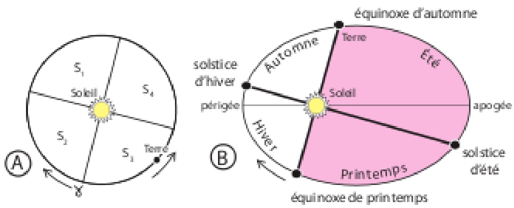
Aux **solstices**, l'angle de l'axe de rotation est maximal par rapport au cercle d'illumination. Le jour est alors le plus long (solstice d'été) ou le plus court (solstice d'hiver).



Le cercle d'illumination

Les dates correspondant aux différentes positions clefs ne sont pas fixes (**précession des équinoxes**, fiche 29). Ainsi la date de l'équinoxe de printemps fluctue entre le 19 et le 21 mars car la Terre se retrouve en position équinoxale au bout de 365,2422 jours. Pour compenser le retard ainsi créé, le calendrier Grégorien a inventé l'année bissextile qui, tous les 4 ans, dure 366 jours.

Du fait que l'axe de rotation de la Terre décrit un cône de précession (fiche 29), les positions sur l'orbite des équinoxes de printemps et d'automne, qui définissent les saisons, se déplacent en sens inverse du mouvement annuel de la Terre (**précession des équinoxes**). Il faut 21 000 ans pour que les points équinoxiaux se retrouvent dans la même position. De ce fait, les saisons peuvent avoir des durées différentes entre elles par combinaison de l'excentricité et de la précession des équinoxes.



La durée des saisons

Si l'orbite est circulaire (A), les saisons ont la même durée. Si l'orbite est une ellipse, c'est la position des équinoxes qui définit la durée des saisons chaudes (printemps/été) et froides (automne/hiver).

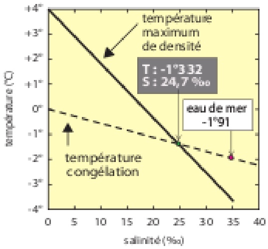
Milankowitch a proposé une formule pour calculer la durée des saisons chaudes et froides.

$$D\ (\text{jours}) = 465\ e \sin \omega$$

e : excentricité
ω : angle de précession

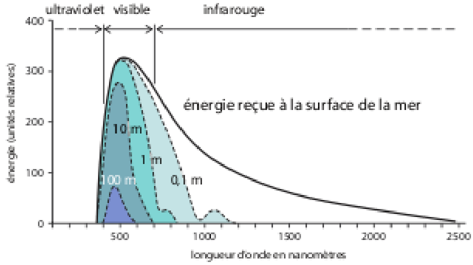
À excentricité constante, c'est donc la périodicité de la précession qui régule la différence de durée entre saison chaude et froide. Cette différence peut atteindre 28 jours.

Propriétés et composition de l'eau de mer, origine de la salinité



Évolution de la température de densité maximale en fonction de la salinité

Le refroidissement fait augmenter la densité, jusqu'au changement d'état, ce qui explique le plongement en profondeur des eaux polaires appelé **circulation thermo-haline** (fiches 19 et 20).

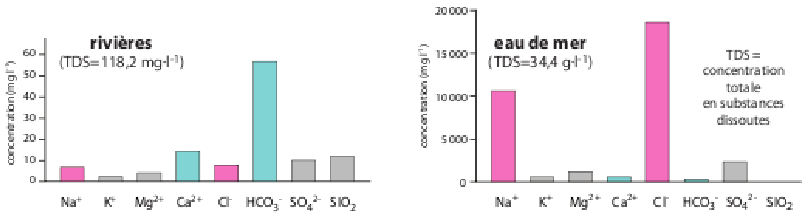


Évolution de l'absorption du rayonnement solaire par la mer en fonction de la profondeur et de la longueur d'onde

Les organismes photosynthétiques, producteurs de sédiments, ont une panoplie pigmentaire adaptée à leur profondeur de vie afin de pouvoir utiliser l'énergie solaire.

La composition chimique de l'eau de mer

Beaucoup de composés chimiques sont plus solubles dans l'eau de mer que dans l'eau douce (ex : le produit de solubilité du $CaCO_3$ est de $0{,}5 \cdot 10^{-8}$ dans l'eau distillée et de $0{,}5 \cdot 10^{-6}$ dans l'eau de mer). De ce fait, bien que 92 éléments soient présents dans l'eau de mer, seuls le calcium (carbonates), le baryum (sulfates), le fer et le manganèse (oxydes et hydroxydes) et le silicium (silice et silicates) sont capables de (bio) précipiter directement (hors évaporation). C'est ce qu'on appelle l'**effet de sels**.



Comparaison eau douce /eau de mer

Origine de la salinité

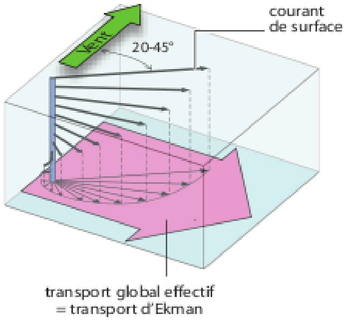
La salinité moyenne de l'océan est de 34,72 gl^{-1}, deux hypothèses s'opposent quant à son origine :

- l'**origine géologique :** la salinité s'est réalisée progressivement au cours des temps géologiques par apports des rivières (les sels provenant du lessivage de la croûte continentale).
- l'**origine cosmique :** l'hydrosphère a eu d'emblée une salinité élevée, acquise lors de la différenciation des assises qui suit l'accrétion planétaire (fiche 3). Le lessivage de la croûte et l'apport des rivières ne servent ensuite qu'à réguler le système.

L'origine géologique ne tient pas lorsque l'on compare la composition de la croûte continentale (dominée par Si et Al), celle des rivières (carbonates, sulfates, calcium et silice) et celle de l'eau de mer (chlorures et Na, cf. supra). **L'apport des rivières ne peut être à l'origine de la salinité.**

fiche 19 Les circulations océaniques (1) : spirale d'Ekman et upwellings

Les moteurs de la circulation océanique sont les vents et la densité (fiche 18), en relation avec la température et la salinité (**circulation thermo-haline**). Les circulations océaniques sont modulées par la force de Coriolis.



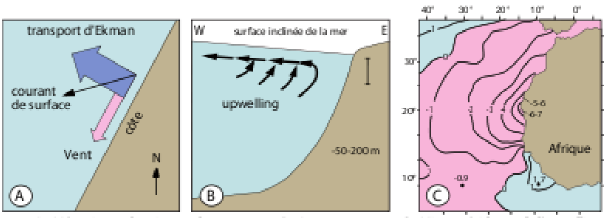
L'action du vent : la spirale d'Ekman

Les courants de surface sont déviés, par rapport au vent, par la force de Coriolis (vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche au sud). En profondeur l'eau est entraînée par friction à une vitesse qui décroit avec la profondeur, l'angle de déviation augmente avec la profondeur et les vecteurs courants se répartissement selon une spirale d'Ekman.

Le transport moyen résultant (**transport d'Ekman**) dans la couche soumise au vent (**niveau d'Ekman**) est perpendiculaire à la direction du vent.

Le niveau d'Ekman correspond à une profondeur de 100 à 200 m ce qui correspond plus ou moins à la couche de mélange (fiche 22).

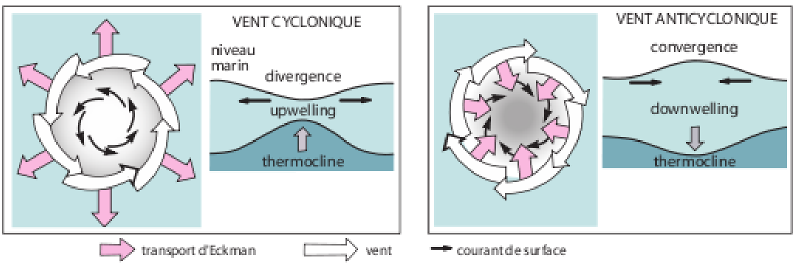
Les vents provoquent des mouvements horizontaux mais aussi des mouvements verticaux depuis la thermocline (fiche 22) ou plus bas, ascendants (**upwellings**) ou descendants (**downwellings**).



A - Mécanismes de mise en place en carte ; B - Aspect en coupe ; C - Mise en évidence de l'upwelling nord-est africain à partir des écarts de température à la moyenne latitudinale

Les upwellings côtiers

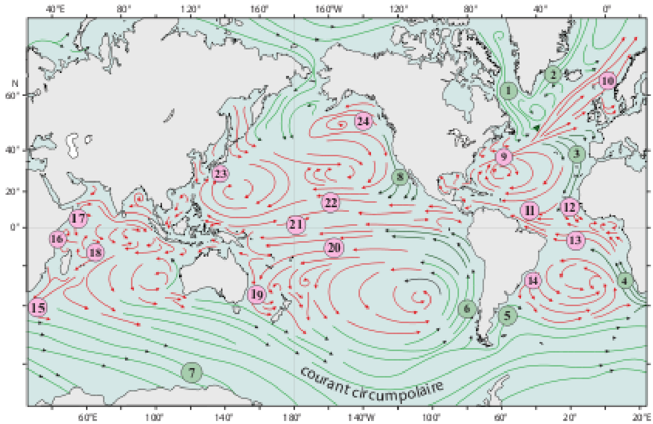
Dans l'hémisphère nord, quand le vent souffle vers le sud parallèlement à une côte ouest d'un continent (côte ouest de l'Amérique, Portugal, Afrique du Nord), les eaux de surfaces sont entrainées au large par le transport d'Ekman et remplacées par des remontées d'eaux froides.



Les upwellings hauturiers

Relation entre les cellules atmosphériques, le niveau marin, la présence d'upwelling/downwelling et la profondeur de la thermocline

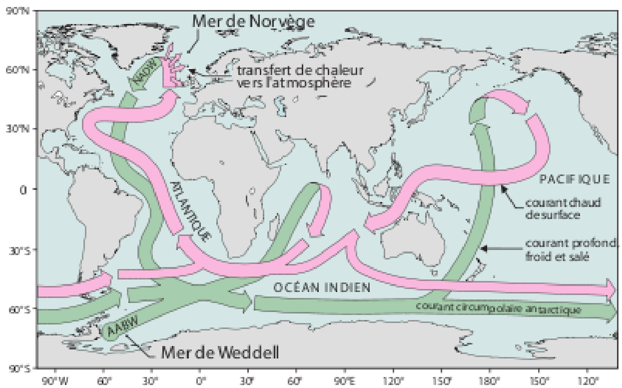
Les circulations océaniques (2) : courants de surface et tapis roulant



Courants froids		Courants Chauds			
1 : Groenland ouest	5 : Falkland	9 : Gulf Stream	13 : Sud Équatorial	17 : Nord Équatorial	21 : Contre Équatorial
2 : Groenland est	6 : Pérou	10 : Norvège	14 : Brésil	18 : Sud Équatorial	22 : Nord Équatorial
3 : Canaries	7 : Antarctique	11 : Nord Équatorial	15 : Aiguilles	19 : Ouest Australien	23 : Kuroshio
4 : Benguala	8 : Californie	12 : Contre Équatorial	16 : Somalie	20 : Sud Équatorial	24 : Alaska

Les circulations de surface

Du fait de la faiblesse de la force de Coriolis à l'équateur, les alizés accumulent des eaux chaudes dans la partie ouest des océans. Cette réserve alimente des gyres océaniques par des courants chauds (Gulf Stream, courant du Brésil, Kuroshio). Ces courants jouent un rôle important dans la dissymétrie climatique E-O. On notera aussi l'importance du courant circumpolaire (ou grande dérive d'ouest) qui contribue à l'isolation thermique de l'Antarctique (fiche 24).

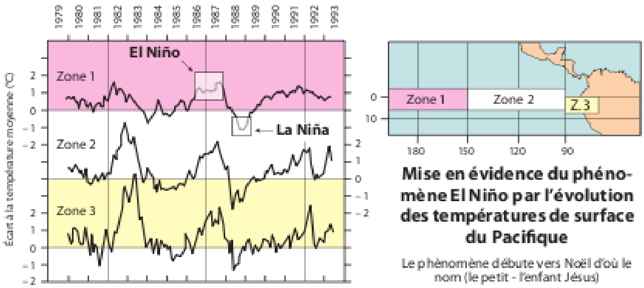


Le « tapis roulant » de la circulation générale

La circulation de surface se boucle sur la circulation profonde au niveau des mers de Norvège et de Weddell où les eaux plongent en profondeur (du fait de l'augmentation de densité, fiche 18) pour former la NADW (*North Atlantic Deep Water*) et la AABW (*Antarctic Bottom Water*). Ces eaux profondes se répandent ensuite sur le fond des océans Indien et Pacifique qui ne possèdent pas de zone de formation d'eau profonde (fiche 24).

El Niño : l'oscillation australe

Le phènomène El Niño, au large du Pérou, est la variation oscillatoire du régime d'upwelling la plus célèbre. Il est lié à une variation « anormale » des alizés qui influe sur l'atmosphère et l'océan de toute la ceinture intertropicale (diminutions et/ou inversions des circulations).



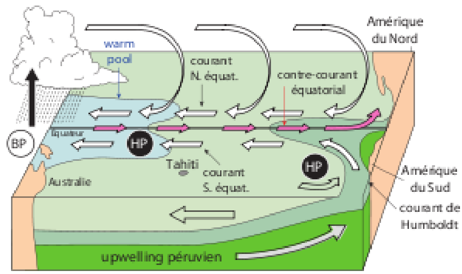
Mise en évidence du phénomène El Niño par l'évolution des températures de surface du Pacifique

Le phénomène débute vers Noël d'où le nom (le petit - l'enfant Jésus)

Écarts à la moyenne climatique latitudinale dans trois zones de la ceinture équatoriale.
El Niño correspond à des anomalies positives de 2 à 4 °C, d'une durée moyenne d'un an, qui se propagent d'ouest en est (1982-83, 1986-87 et 1991-92).
Elles sont suivies d'anomalies froides (La Niña) comme en 1987-88.

Situation « normale » : régime de forts alizés

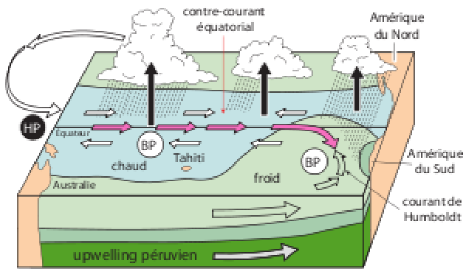
Sous l'influence des alizés, les courants Nord et Sud équatoriaux entraînent les eaux chaudes vers le Pacifique ouest (**warm pool**) où elles s'accumulent (élévation du niveau marin local de 15 à 50 cm, climat de mousson sur l'Asie). Un courant de retour, plus faible, les ramène en partie vers l'Amérique du Sud où elles sont évacuées vers le Nord. Le courant froid S-N de Humboldt, alimenté par l'upwelling péruvien, est vigoureux (plancton important, pêche florissante).



BP : basse pression ; HP : haute pression

Situation El Niño : affaiblissement des alizés

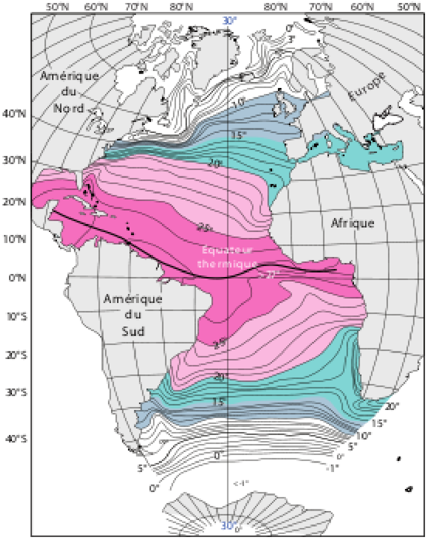
Tous les trois ou quatre ans, la warm pool devient trop importante et l'affaiblissement des alizés ne permet plus de maintenir l'eau à l'ouest. Le courant de retour s'amplifie et se dirige alors vers le sud en perturbant le courant de Humboldt et l'upwelling péruvien (augmentation de température de 3 à 5 °C, disparition du plancton, élévation du niveau marin de 15 cm). Tout le système climatique est perturbé (pluies catastrophiques en Amérique du Sud, sécheresse en Australie, typhons aux États-Unis).



Les alizés se renforcent et repoussent les eaux chaudes vers la warm pool qui se reconstitue, la remontée des eaux froides se rétablit et provoque un déficit thermique de 3 à 4 °C, c'est **La Niña**, seconde phase de l'oscillation australe. La Niña provoque des effets climatiques inverses à El Niño (pluies diluviennes en Indonésie et sécheresse au Pérou).

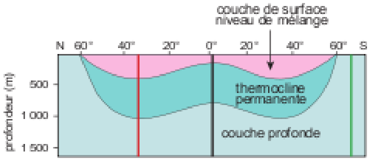
La répartition des températures dans l'océan

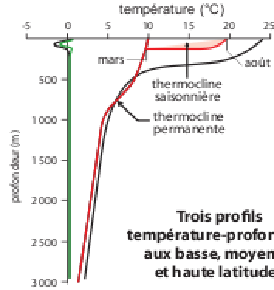
La température moyenne de l'océan est de 3,5 °C du fait du plongement des eaux polaires en profondeur. La turbulence, liée au vent, est le mécanisme principal de réchauffement en surface (**niveau de mélange**, –200 à –300 m). La température chute ensuite rapidement jusqu'à –1 000 m (**thermocline permanente**).



Les isothermes de surface dans l'Atlantique

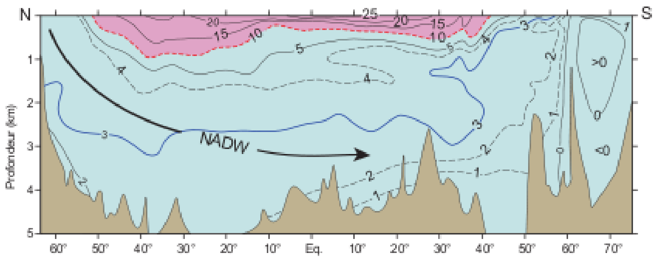
On notera l'inclinaison de l'équateur thermique et la dissymétrie E-O des isothermes. La comparaison avec la fiche 20 met en évidence l'influence des courants marins froids (Groenland, Labrador, Benguela, Falklands) et chauds (Gulf Stream, Brésil).





Trois profils température-profondeur aux basse, moyenne et haute latitudes

En dessous de la thermocline, au-delà de – 1 000 m, les températures sont basses et stables (**psychrosphère**). Aux moyennes latitudes, on observe une thermocline saisonnière.

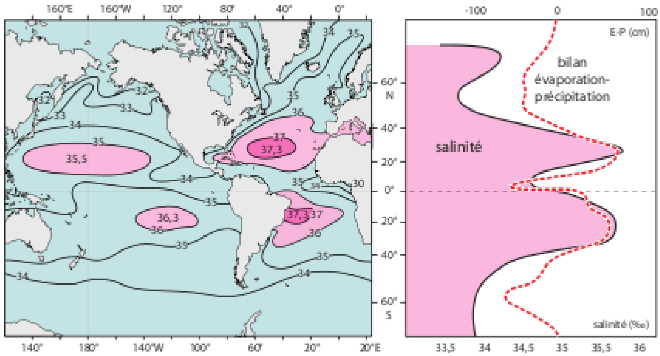


Répartition des températures (°C) dans une coupe N-S de l'Atlantique

On remarque la plongée des eaux polaires nordiques (NADW, fiche 23) soulignée par les isothermes 3 et 4 °C. La remontée des isothermes 10 et 15 °C dans la zone équatoriale est liée à l'absence de vent et à la divergence équatoriale.

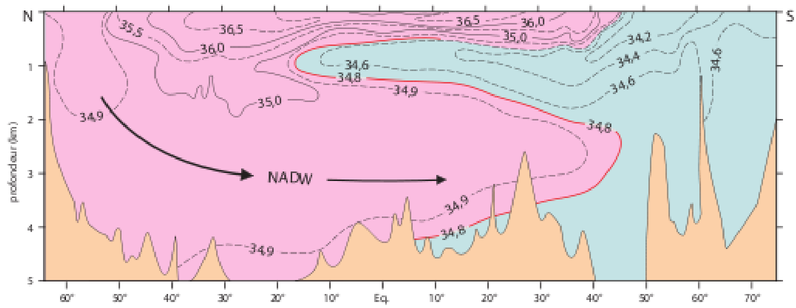
fiche 23 La répartition des salinités dans l'océan

La salité moyenne dans l'océan est de 34,72 ‰ avec des variations régionales minimes mais qui jouent un rôle dans les circulations (Pacifique 34,62 ‰, Indien 34,76 ‰ et Atlantique 34,90 ‰).



Les salinités à la surface de l'océan

Les zones de sursalures aux latitudes tropicales, liées au déficit des précipitations, sont équivalentes aux ceintures désertiques sur les continents. Dans les hautes latitudes (au-delà de 40° N et S), la salinité ne suit plus le bilan évaporation-précipitation du fait du stockage de l'eau sous forme de neige et de glace.



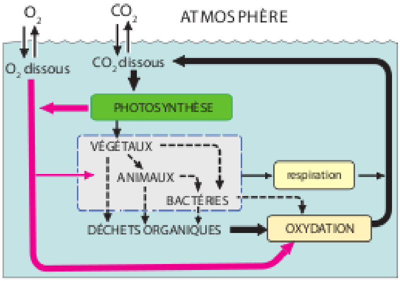
Répartition des salinités dans une coupe N-S de l'Atlantique

La salinité plus forte des eaux polaires qui ont plongé aux hautes latitudes, est bien visible en profondeur. La ligne d'isosalinité 34,8 ‰ définit la masse d'eau profonde Nord Atlantique (NADW).

La faible salinité de surface du Pacifique explique l'absence de formation d'eaux profondes dans cet océan (densité trop faible, fiche 18). Le bilan hydrique du Pacifique est nul. À l'ouest, les basses latitudes à forte évaporation sont aussi des zones à très fortes précipitations. À l'est, les nuages résultant de l'évaporation des eaux atlantiques de la zone Caraïbe franchissent Panama et les pluies diluent les eaux pacifiques (ce qui explique aussi la forte salinité du Gulf Stream atlantique).

Les gaz dissous dans l'eau de mer et la ZOM

La solubilité des gaz diminue lorsque la température et la salinité augmentent. La comparaison avec l'atmosphère montre que l'eau de mer est enrichie en gaz intervenant dans les métabolismes biologiques (O_2 : 34,4 % vs 20,95 % et CO_2 : 1,8 % vs 0,03 %).



Cycle de l'O_2 et du CO_2 dans l'eau de mer

Les eaux de surface sont sursaturées en oxygène (4,5 ml/l aux basses latitudes, 8 ml/l aux hautes) du fait de la tempéraure qui agit sur les échanges avec l'atmosphère et sur laphotosynthèse (qui produit O_2) :

$$nCO_2 + nH_2O + \text{énergie solaire} \rightarrow (C(H_2O))n + nO_2$$

Au contraire, la respiration et l'oxydation de la matière organique consomment l'O_2 :

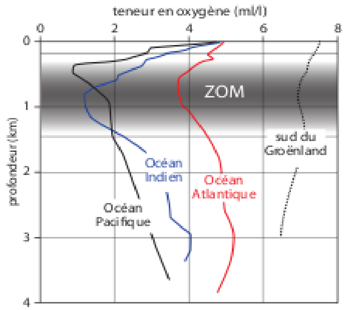
$$(C(H_2O))n + nO_2 \rightarrow nCO_2 + nH_2O + \text{énergie}$$

La zone à oxygène minimum (ZOM)

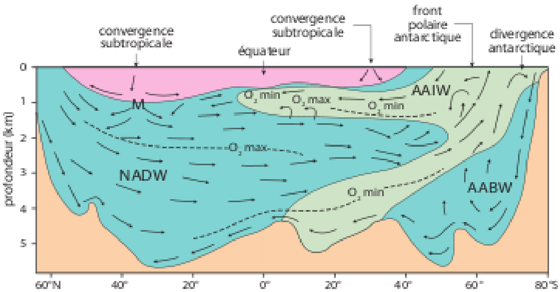
Entre –500 et –1 200 m les eaux sont appauvries en O_2. La ZOM est induite par la décomposition de la matière organique qui n'est plus compensée par la photosynthèse à cette profondeur.

Au niveau de la ZOM se déposent des sédiments anoxiques, laminés, riches en matières organiques (*black shales*) car la faible oxygènation limite la bioturbation.

L'amplitude de la ZOM a été beaucoup plus dévelop. pée à certaines périodes : événements anoxiques océaniques (OAE) durant lesquels se déposent les roches mères des pétroles.



La ZOM dans les différents océans.



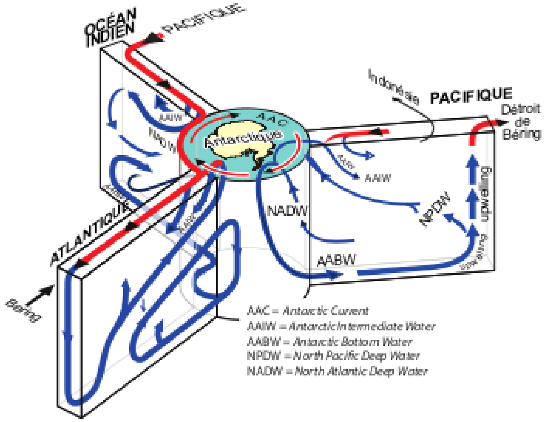
La teneur en oxygène des eaux profondes

Répartition dans une coupe N-S de l'Atlantique

AAIW : *Antarctic Intermediate Water* ; AABW : *Antarctic bottom Water*; NADW : *North Atlantic Deep Water* ; M : eau de Méditerranée.

Dans les zones de formations des eaux profondes, la concentration en O_2 est forte (> 7 ml/l) mais la teneur diminue au cours du trajet en profondeur par consommation par les processus biochimiques. La teneur en O_2 n'est donc pas une propriété conservative mais elle permet de mettre en évidence les masses d'eau.

fiche 25 Circulation thermo-haline, circulation haline

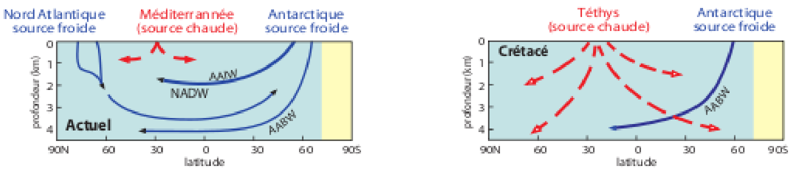


La circulation thermo-haline actuelle

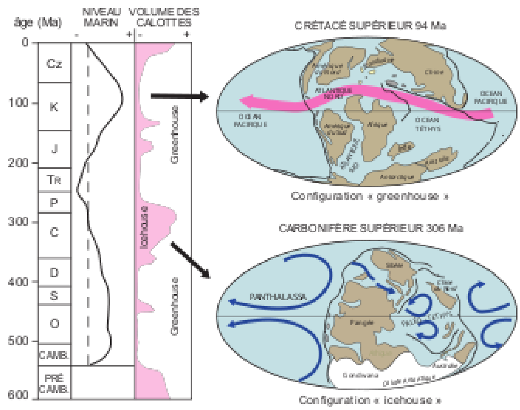
Les eaux des zones polaires atlantiques (Mer de Norvège et Wedell) plongent et se répendent dans les autres océans car elles sont devenues plus denses par refroidissement et augmentation de la salinité.

Ce type de circulation est liée à la présence de calottes glaciaires polaires et à la position des continents qui permettent les circulations nord-sud.

On notera le rôle du courant (froid) de surface antarctique (AAC) qui isole thermiquement ce continent.



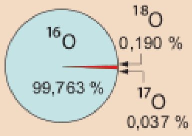
Comparaison des circulations actuelle (thermo-haline actuelle) et Crétacé (haline)



Au Crétacé, la position des continents permet une circulation latitudinale est-ouest aux basses latitudes (eaux chaudes). La circulation est alors uniquement **haline** avec une formation d'eaux profondes par plongée d'eaux, salées et chaudes, issues de la Téthys.

La Terre a connu une alternance de périodes à présence (**Icehouse**) et à absence de calottes glaciaires (**Greenhouse**). Dans le 1[er] cas, (Actuel, Carbonifère), la circulation est méridienne avec une organisation en gyres. Dans le second (Crétacé), elle est latitudinale aux basses latitudes.

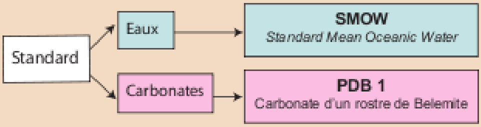
Les isotopes stables de l'oxygène : comportements dans les eaux et les glaces



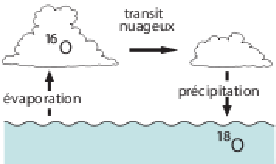
Trois isotopes de l'oxygène

On exprime la composition isotopique d'un échantillon par comparaison avec un standard en utilisant la notation $\partial^{18}O$:

$$\partial^{18}O = [\ [\ (^{18}O/^{16}O)\ \text{échantillon}\ - (^{18}O/^{16}O)\ \text{échantillon}\ ]\ /\ (^{18}O/^{16}O)\ \text{standard}]\ \times 10^3$$

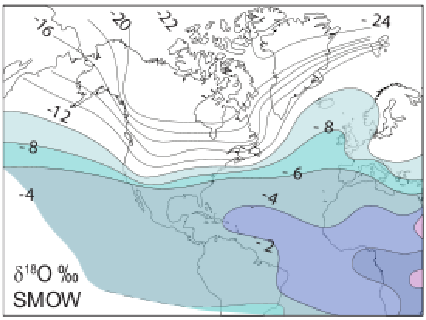


Relation entre l'échelle SMOW et l'échelle PDB pour une calcite :
$\partial^{18}O$ (calcite SMOW) = 1,03086 x $\partial^{18}O$ (calcite PDB) + 30,86

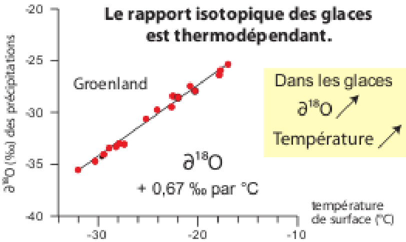


Fractionnement isotopique

Les isotopes d'un élément ont les mêmes propriétés chimiques mais des comportements différents lorsqu'ils sont impliqués dans un processus physique ou biologique. Exemple : l'isotope léger ^{16}O passe plus facilement en phase vapeur, l'isotope lourd se condense préférentiellement dans l'eau de pluie.

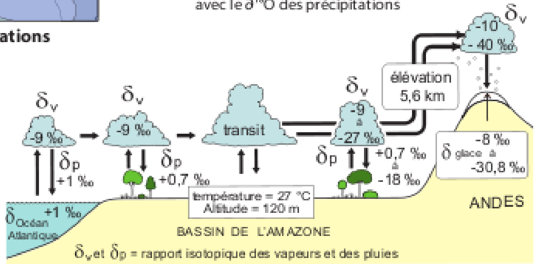


Gradient S-N du $\partial^{18}O$ des précipitations



relation des températures de surface avec le $\partial^{18}O$ des précipitations

Au cours de leur transit des basses latitudes vers le nord les nuages s'appauvrissent en isotope lourd. Les pluies deviennent de plus en plus isotopiquement légères (–2 à –24 ‰). Il en va de même lors du transit sur les continents et les montagnes.



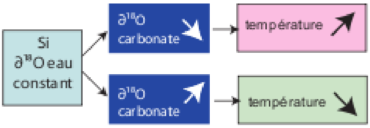
Effets de continentalité et d'altitude

fiche 27 Les isotopes stables de l'oxygène dans les carbonates : un paléothermomètre ambigü

Principe de la méthode des paléo-températures isotopiques pour les carbonates

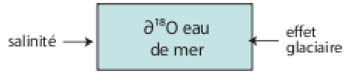
Lors de la (bio)précipitation d'un carbonate, il se produit un fractionnement isotopique qui est thermo-dépendant selon la formule simplifiée :

$$T\ °C = 16{,}9 - 4\ (\partial^{18}O\ \text{carbonate} - \partial^{18}O\ \text{eau})$$



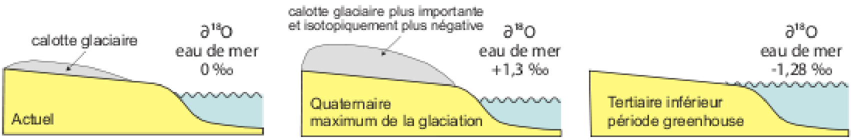
Le paléothermomètre isotopique des carbonates fonctionne en sens inverse de celui des glaces (fiche 26).

L'utilisation du $\partial^{18}O$ des carbonates comme paléothermomètre suppose que le $\partial^{18}O$ de l'eau de mer soit constant (identique à l'actuel) ou que l'on connaisse sa valeur s'il a varié au cours du temps.



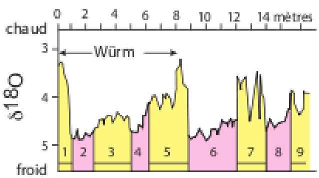
Les facteurs agissant sur le $\partial^{18}O$ de l'eau de mer

L'**effet glaciaire** est le facteur majeur de variation du $\partial^{18}O$ de l'eau de mer. L'isotope ^{16}O est préférentiellement piégé dans les glaces (fiche 26) et cela d'autant plus que la température est basse. Le développement de calottes glacaires enrichit l'océan en ^{18}O par effet de bilan.



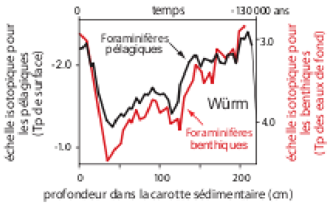
L'effet glaciaire : les trois états connus dans l'histoire de la Terre

Du Jurassique jusqu'à l'Éocène moyen (absence de calottes), on peut retracer l'histoire thermique de l'océan à partir du $\partial^{18}O$ des carbonates ; à partir de l'Éocène supérieur, il devient difficile de séparer l'effet purement thermique de l'effet glaciaire (fiche 26).



Fluctuation du $\partial^{18}O$ des carbonates dans le Quaternaire du Pacifique-Est

La numérotation correspond aux stades isotopiques (fiche 30). Les fluctuations sont dues pour 25 % aux variations de température et pour 75 % à l'effet glaciaire.

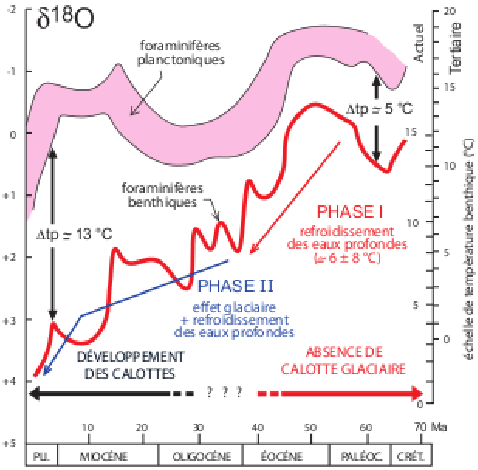


Fluctuation du $\partial^{18}O$ dans le test des foraminifères

Le synchronisme de la courbe des benthiques et des pélagiques au cours de la dernière glaciation (Würm) implique que l'effet glaciaire soit l'effet prépondérant. Si la température était prépondérante, la réponse des benthiques serait en retard sur celle des pélagiques.

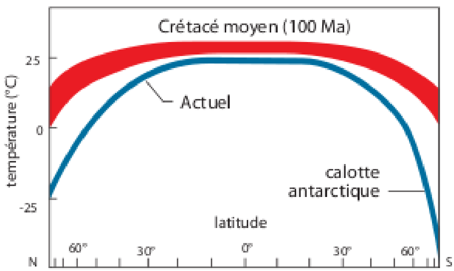
Données isotopiques sur le climat et la paléocéanographie du Crétacé sup à l'actuel



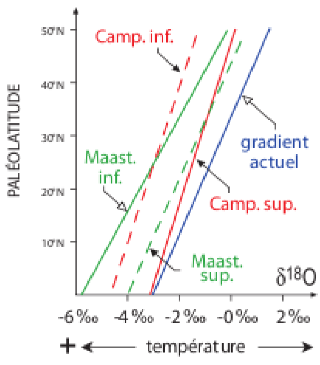


Évolution du $\partial^{18}O$ du test des foraminifères dans un sondage aux basses latitudes du Pacifique Nord
Les échelles de paléotempérature (à droite) ont été calculées en prenant un $\partial^{18}O$ de l'eau de mer de -0,08 ‰ pour l'Actuel et -1 ‰ pour le Tertiaire.

Il y a un refroidissement général du climat au cours du Tertiaire, l'optimum climatique étant survenu au cours du Crétacé moyen (fiche 37). On passe au cours du Tertiaire supérieur d'un océan à faible gradient thermique par rapport à la profondeur (Crétacé supérieur à Paléocène) à un océan à fort gradient thermique (océan actuel). Cela correspond au passage de la circulation haline latitudinale (plongement d'eaux chaudes et salées) qui prévalait au Crétacé à la circulation thermo-haline de l'océan actuel (plongement d'eaux polaires, fiches 23 et 25).

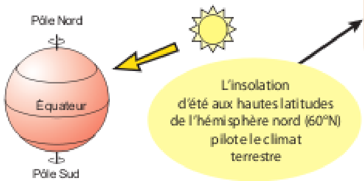


Comparaison des gradients thermiques latitudinal actuel et Crétacé moyen
Le gradient est obtenu à partir des données isotopiques.



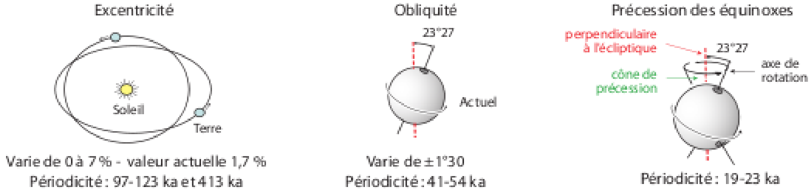
Évolution latitudinale du $\partial^{18}O$ au cours du Crétacé supérieur
Mesures sur les sédiments pélagiques de l'Europe de l'Ouest.

La théorie astronomique du climat (théorie de Milankovitch)



L'intensité de l'insolation est contrôlée par les paramètres orbitaux
1- L'excentricité de l'orbite
2- L'obliquité de l'axe de rotation
3- La précession des équinoxes

Pour que le climat soit stable, il faut que la Terre reçoive suffisament d'énergie pendant l'été de l'hémisphère nord pour faire fondre la glace accumulée pendant l'hiver, sinon l'albédo (fiche 13) entraine une dérive vers les climats froids.

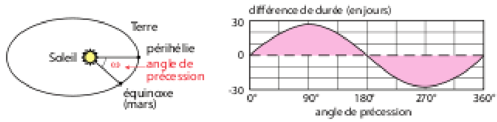


Les paramètres orbitaux et leurs fluctuations

La rotation de la Terre est perturbée par l'attraction des autres astres et son axe de rotation fait un mouvement de toupie autour de la perpendiculaire à l'écliptique (cône de précession). Comme c'est l'orientation de l'axe de la Terre qui définit la position où se trouve la Terre sur son orbite au moment des équinoxes, ces positions vont se déplacer sur l'orbite en fonction du cône de précession. Chaque année l'équinoxe est en avance de 25 min par rapport à l'année précédente d'où le terme de précession (fiche 17).

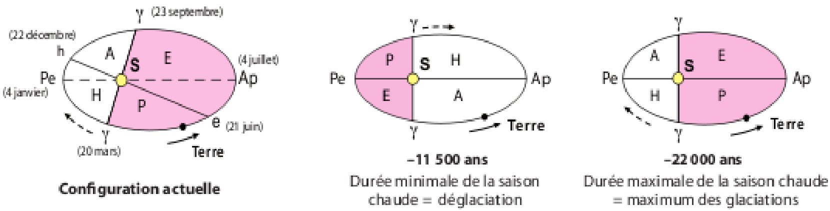
La théorie de Milankovitch prévoit que le climat terrestre fluctue selon des périodicités de l'ordre de 100 000 ans (excentricité), de 40 000 ans (obliquité) et de 20 000 ans (précession).

L'influence de l'excentricité sur le climat est pratiquement nulle mais sa combinaison avec la précession permet de définir et de calculer la différence de durée (fiche 17) de deux saisons astronomiques (ou caloriques) : chaude (printemps-été) et froide (automne-hiver).



La durée des saisons en fonction de l'angle de précession

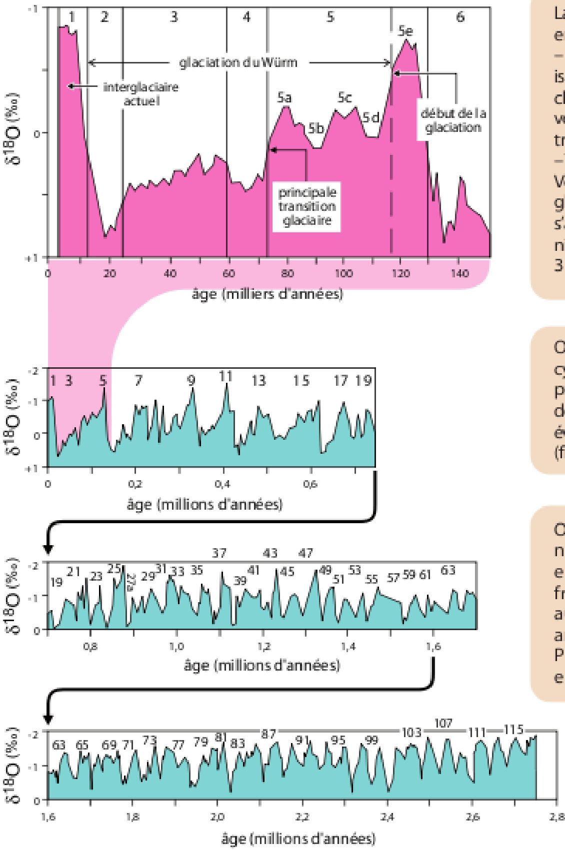
Plus une saison sera courte plus elle sera chaude (une même quantité d'énergie sera répartie sur un temps plus court).



Diverses configurations des solstices (h et e), des équinoxes (γ)

La stratigraphie isotopique du Quaternaire : les stades isotopiques

Malgré la complexité de la relation liant la température au rapport isotopique des carbonates (fiche 27), les variations du ∂ [18]O (mesuré dans le test des foraminifères planctoniques) précisent les climats du Quaternaire en montrant l'existence de très nombreuses fluctuations (**stades isotopiques**). Ainsi cette démarche, initiée par Emiliani en 1955, a mis en évidence une vingtaine de fluctuations au cours de la période magnétique Brunhes (700 000 ans) alors que la stratigraphie classique n'y plaçait que trois glaciations (Mindel, Riss et Würm).



La dernière glaciation (Würm, environ 100 000 ans) débute vers –115 000 ans (transition des stades isotopiques 5e et 5d). Le climat reste clément avec un épisode chaud (5a) vers –80 000 ans. La principale transition glaciaire survient vers –75 000 ans (début du stade 4).
Vers –12 000 ans, la sortie de la glaciation, est très rapide, elle s'accompagne d'une montée du niveau marin de 100 à 140 m en 3 000 à 4 000 ans (fiche 35).

On notera l'allure dissymétrique du cycle isotopique glaciaire : évolution progressive lors de l'installation et du développement de la calotte et évolution brutale lors de la fonte (fiche 32).

On passe d'une fréquence dominante de fluctuation de 40 000 ans entre –2,8 Ma et –1,7 Ma à une fréquence de l'ordre de 100 000 ans au cours des 700 000 dernières années.
Pour le moment cette transition est mal comprise.

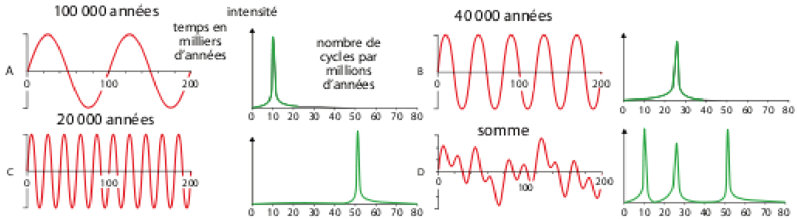
Les chiffres au-dessus des courbes représentent les stades isotopiques.
En ordonnée, les valeurs du ∂ [18]O sont inversées pour que les épisodes chauds soient en haut.

Évolution du ∂ [18]O des foraminifères planctoniques au cours des derniers 2,8 Ma

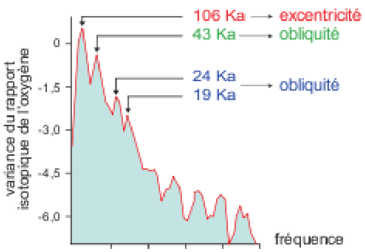
fiche 31

Fluctuations du rapport isotopique de l'oxygène et théorie de Milankovitch

Le signal d'un paramètre qui fluctue au cours du temps (ensoleillement, température, $\partial^{18}O$) est rarement simple et correspond le plus souvent à la somme de plusieurs fréquences de variation. Il est nécessaire d'utiliser des traitements mathématiques, comme la transformée de Fourier, qui permettent de le décomposer en ses composantes périodiques.



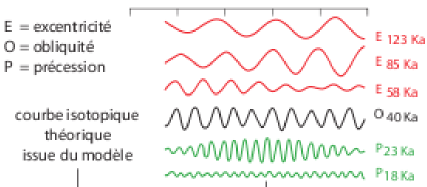
L'analyse spectrale : transformée de Fourier pour trois signaux et pour leur conjonction

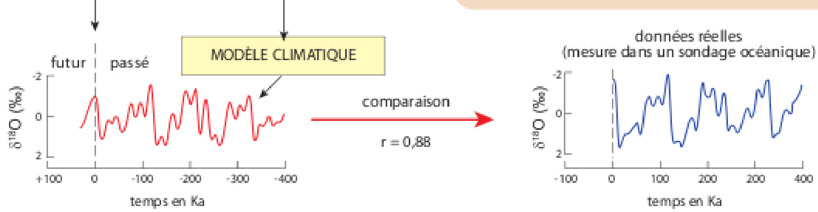


Analyse spectrale des données isotopiques

L'analyse spectrale des fluctuations du $\partial^{18}O$ enregistrées par le carbonate des foraminifères (fiche 30) ou par les glaces des calottes (fiche 32) met en évidence des périodicités de type Milankovitch (20 000, 40 000 et 100 000 ans) et confirme la théorie astronomique du climat.

Les fluctuations isotopiques ne sont pas la simple reproduction des variations de l'ensoleillement et des paramètres orbitaux. Pour en rendre compte, il faut utiliser un modèle climatique où intervient la vitesse différentielle de développement des calottes glaciaires (lent par accumulation progressive de neige) et de fonte (rapide par largage d'icebergs).



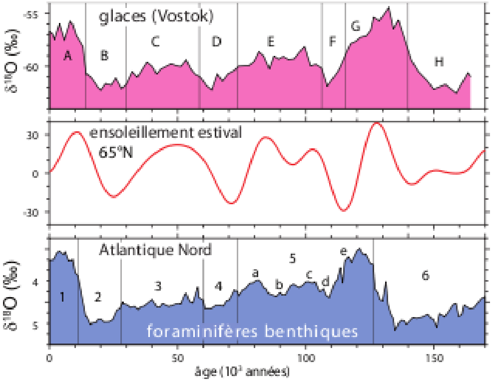


Modélisation des relations entre rapports isotopiques, insolation et paramètres orbitaux

La corrélation entre la courbe modélisée et les données réelles est excellente (r = 0,88)

Les rapports isotopiques de l'oxygène dans les glaces des calottes polaires

fiche **32**

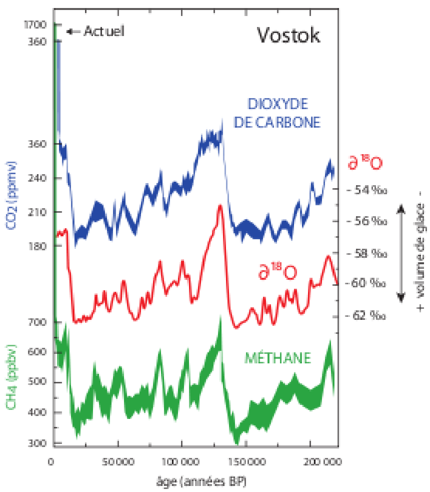


Les valeurs dans les glaces sont beaucoup plus négatives (fiche 26) et les évolutions se font en sens inverse (un pic positif dans les glaces correspond à pic négatif pour les foraminifères, fiche 27).

Comparaison des enregistrements isotopiques dans les glaces et les carbonates

Corrélations temporelles entre l'évolution du rapport isotopique de l'oxygène dans les glaces antarctiques (sondage de Vostok) et dans le carbonate des tests des foraminifères benthiques profonds dans un sondage de l'Atlantique Nord et les fluctuations de l'ensoleillement d'été à 65° N.

Les glaces contiennent des bulles d'air qui permettent de mesurer la teneur en CO_2 et en CH_4 de l'atmosphère aux époques considérées.



Teneurs en CH_4 et CO_2 et $\partial^{18}O$ des glaces antarctiques

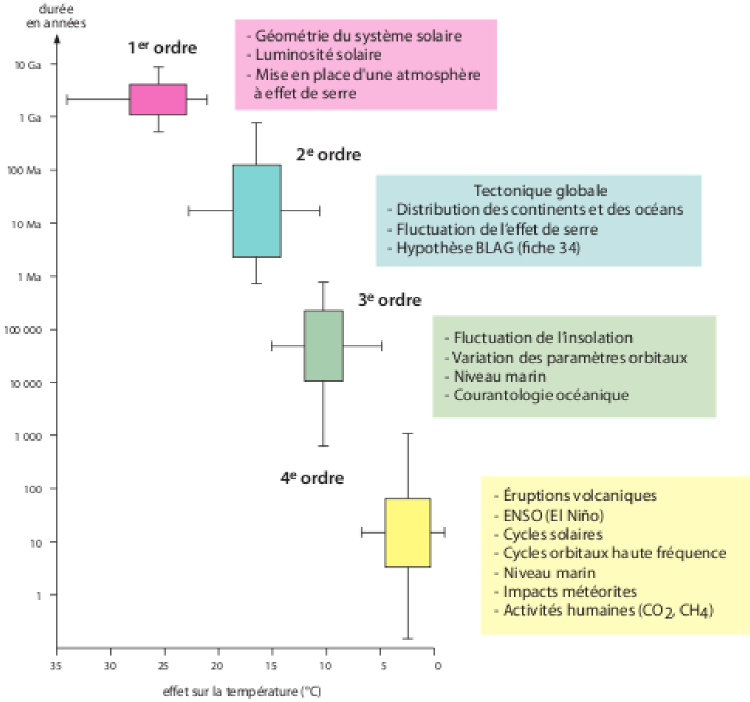
On observe une corrélation des teneurs de ces gaz avec l'évolution du $\partial^{18}O$ des glaces. Comme CO_2 et CH_4 sont des gaz à effet de serre, on pourrait postuler que leurs teneurs atmosphériques pilotent le système climatique (température et volume des calottes).

Cette idée ne tient pas à l'analyse car dans ce cas, du fait de la progressivité de l'instalation des calottes, il devrait y avoir un retard entre l'évolution des teneurs en CO_2 et CH_4 et celle du $\partial^{18}O$ des glaces.

Ce sont la température et les fluctuations des calottes glaciaires (commandées par l'insolation) qui pilotent les fluctuations des teneurs en CO_2 et CH_4 de l'atmosphère en modifiant la solubilité des gaz dans l'eau de mer, les circulations et le stockage du carbone et des carbonates dans l'océan profond. Par contre, l'évolution des teneurs en CO_2 et CH_4, par leur effet de serre, joue une « action en retour » importante en amplifiant les phénomènes.

Les contrôles du climat terrestre

Les différents facteurs intervenant dans le contrôle du climat terrestre peuvent être classés en quatre ordres en fonction de l'amplitude des variations de température qu'ils sont susceptibles de provoquer et de la durée de leur cycle d'action.



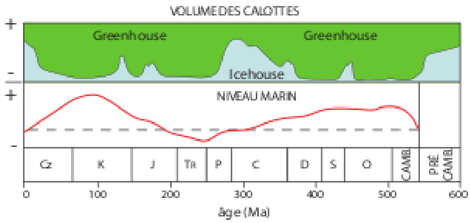
Les différents facteurs de contrôle du climat terrestre

Les fluctuations climatiques de premier ordre

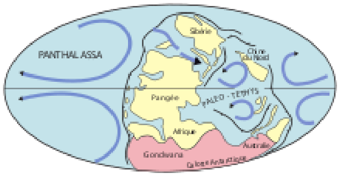
Elles correspondent à la mise en place des conditions générales du climat global de la Terre. La Terre est la seule planète du système solaire qui, du fait de sa distance au Soleil (fenêtre d'habitabilité) et du développement d'une atmosphère à effet de serre (température moyenne de l'ordre de 15 °C), présente les conditions permettant la vie. La mise en place de ces conditions s'est étendue sur une durée de l'ordre du Ga et se confond avec la formation de la planète qui a été traitée dans les fiches 1, 2 et 3.

Les fluctuations climatiques de second ordre

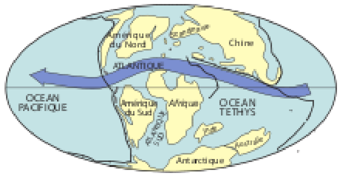
Cet ordre de fluctuations climatiques est, avant tout, sous contrôle de la tectonique globale qui régit la distribution spatiale des continents et des océans modifiant ainsi les circulations océaniques et la répartition de la chaleur à la surface du globe.



L'alternance de périodes « icehouse » et « greenhouse »
Quatres périodes « icehouse » existent dans l'histoire de la Terre : la glaciation huronienne (–2,3 Ga), les glaciations du Précambrien supérieur (–1000 à –500 Ma), la glaciation Carbonifère, la glaciation quaternaire.

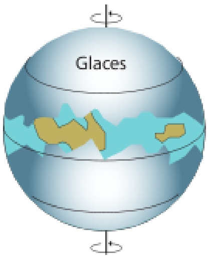


Configuration « icehouse »
(ex. : Carbonifère supérieur 306 Ma)

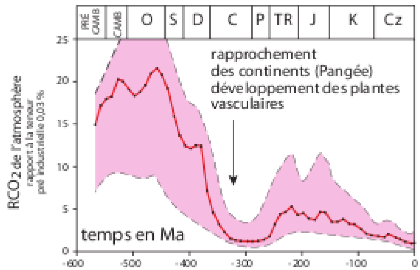


Configuration « greenhouse »
(ex. : Crétacé supérieur 94 Ma)

Les périodes « greenhouse » paraissent liées à une configuration permettant une circulation équatoriale haline d'eaux chaudes, les périodes « icehouse » à une circulation nord-sud en gyres. La production de CO_2 par le volcanisme et l'activité des dorsales agirait aussi (voir l'hypothèse BLAG ci-dessous).



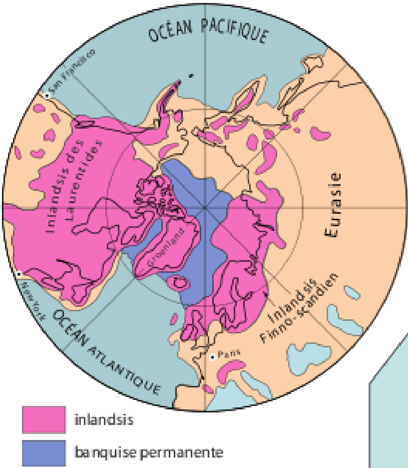
La Terre « boule de neige »
Une longue période « Icehouse » existe au Précambrien supérieur avec quatre glaciations principales. Pour l'une d'elles (glaciation varangienne, –610 à –580 Ma), les données paléomagnétiques (fiche 108) indiquent que les dépôts glaciaires auraient atteint les zones tropicales. C'est la théorie de la Terre « **boule de neige** » qui est de plus en plus mise en doute, un artefact dans les données paléomagnétiques est suspecté.



Évolution de la teneur en CO_2 : l'hypothèse BLAG
La teneur en CO_2 chute au cours du Dévonien lors de la contitution de la Pangée et remonte lors de son éclatement. La tectonique des plaques jouerait. donc un double, rôle climatique en permettant, lors des phases d'expansion océanique, une circulation haline équatoriale et en induisant l'augmentation du CO_2 par l'activité volcanique des rides océaniques. Les phases de réunions continentales produisent l'effet inverse. Cette hypothèse d'un contrôle du climat par le taux d'expansion océanique, via le CO_2, est connu comme l'**hypothèse BLAG** en hommage à ses auteurs : **B**erber, **La**saga et **G**arrels.

Les fluctuations climatiques de 3ᵉ ordre : la glaciation du Würm

Cet ordre de variation correspond à la transition de la haute fréquence géologique (fréquences de type Milankovitch) à celle de l'échelle historique. Pour la haute fréquence géologique, la dernière glaciation (le **Würm**), qui débute vers -120 000 ans, est un exemple classique. On trouvera sur la fiche 30, les données isotopiques qui montrent l'évolution dissymétrique de cette glaciation.



Configuration de l'hémisphère nord lors du maximum de la glaciation würmienne vers 18 000 BP

Le maximum glaciaire survient vers -20 000 ans. Deux inlandsis se développent sur l'Europe (Finno-Scandien) et sur l'Amérique du Nord (Laurentides) et sont réunis par une banquise permanente. Un permafrost permanent existait sur toute la moitié nord de l'Europe moyenne. Dans les plaines il y avait une végétation de toundras au nord et de steppes au sud où les forêts de conifères se développaient en altitude.

L'Europe du Nord-Ouest au cours du Würm

La baisse du niveau marin a conduit au développement d'une vaste aire continentale (en ocre sur la figure). Les fleuves de l'Europe de l'Ouest (Weser, Rhin, Meuse, Escaut et Tamise) convergeaient vers le nord et venaient buter contre la limite sud de l'inlandsis (ligne W W'). Il en résultait un immense lac dont l'exutoire se situait au niveau du Pas-de-Calais par un grand fleuve qui, au niveau de la Manche actuelle, était rejoint par la Seine.

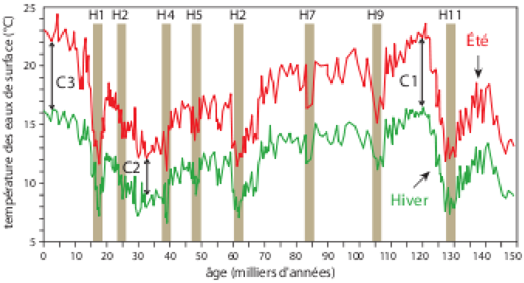


La déglaciation est ensuite très rapide. Vers – 15 000 ans il y a une augmentation de 9 °C des eaux de surface de l'Atlantique Nord et les calottes se fragmentent en icebergs dont la fonte induit une montée du niveau marin d'abord assez lente (20 m entre – 18 000 et – 13 000 ans) puis plus rapide (80 m entre – 13 000 et – 8 000 ans). Entre – 6 000 et – 5 000 ans, un optimum climatique se développe avec des températures moyennes supérieures de 1 °C par rapport à l'actuel.

Les fluctuations climatiques de 3e ordre : les événements hautes fréquences

Les événements de Heinrich

Heinrich remarqua que des carottes océaniques würmiennes (Atlantique entre 40 et 60°N) montraient des épisodes courts (1 à 2 millénaires) où les sédiments étaient constitués de sables de débris de roches, provenant du substratum des calottes des Laurentides et du bouclier Finno-scandien, apportés par les icebergs. La comparaison de $\partial^{18}O$ des foraminifères montre que ces événements correspondent à des refroidissements. Il ne s'agit donc pas de débâcles par fontes comme on pouvait le penser mais d'un effondrement gravitaire des calottes du fait d'une accumulation trop importante de glaces.

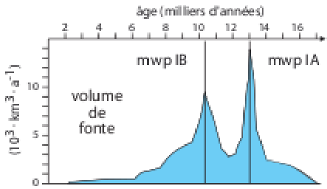


Les événements de Heinrich et les températures des eaux de surface dans l'Atlantique Nord

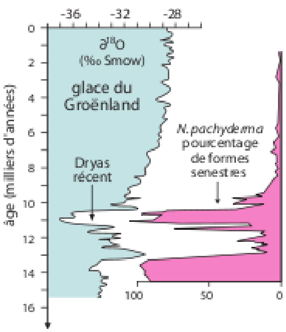
On notera la diminution du contraste saisonnier au cours du maximum glaciaire (C2) par rapport aux interglaciaires (C1 et C3).

Les fluctuations de la fonte des calottes : les « MWP »

Au cours de la déglaciation, le réchauffement n'est pas régulier. L'évolution du volume des eaux de fonte des calottes, déduite des rapports isotopiques de l'oxygène, montre deux brusques accélérations (MWP, *meltwater pulses*) vers –13 000 et –10 500 ans. Au cours de ces épisodes, la remontée du niveau marin passe de 1 m/siècle à 2,7 et 2,5 m/siècle.



Le Dryas récent

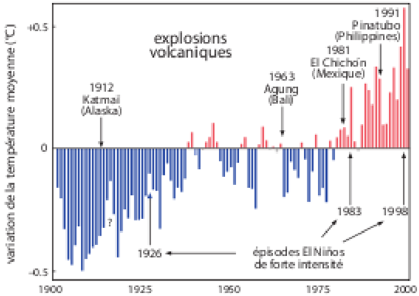


Le Dryas récent serait dû à la vidange d'un immense lac (Lac Agassiz) suite à la réduction de la calotte des Laurentides. Cet afflux d'eau douce perturbe la salinité de l'Atlantique dans la région de formation de la NADW (fiche 25) en provoquant une quasi-disparition de la circulation thermo-haline et un affaiblissement du Gulf Stream qui réchauffait déjà l'Europe du Nord. Pour certains, le Dryas récent ne serait que l'équivalent d'un mini-événement de Heinrich marquant la fin de la dernière période glaciaire.

Vers -12 000 ans, une phase de refroidissement le « **Dryas récent** » (du nom d'une rosacée des toundras) interrompt le réchauffement. Elle est mise en évidence par le $\partial^{18}O$ des carbonates et des glaces et par les associations de foraminifères.

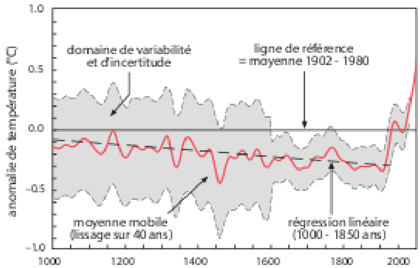
fiche 37 Les fluctuations climatiques de 4e ordre : les événements rapides

Ces variations minimes de température (1 à 5 °C) se développent sur des temps très courts et correspondent à des phénomènes naturels (fiches 2 et 21) ou aux activités anthropiques.



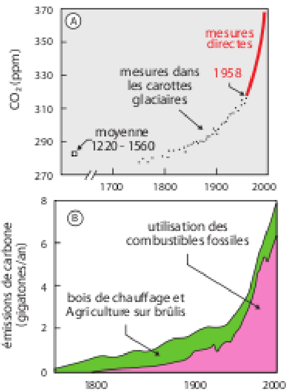
Impact des grandes éruptions volcaniques explosives (refroidissement) et de l'oscillation El Niño (réchauffement) sur la moyenne des températures mondiales

On notera l'augmentation des températures au cours du XXe siècle, tendance interrompue par un léger refroidissement entre 1940 et 1975.



Évolution des températures au cours du dernier millénaire

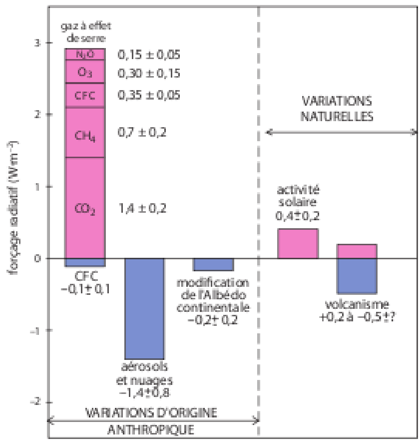
La courbe rouge représente les anomalies thermiques par rapport à une base de référence arbitraire : la moyenne des températures sur la période 1961-1990. On notera la brusque inversion de tendance au début du XXe siècle.



L'augmentation d'origine anthropique de la teneur en CO_2 de l'atmosphère

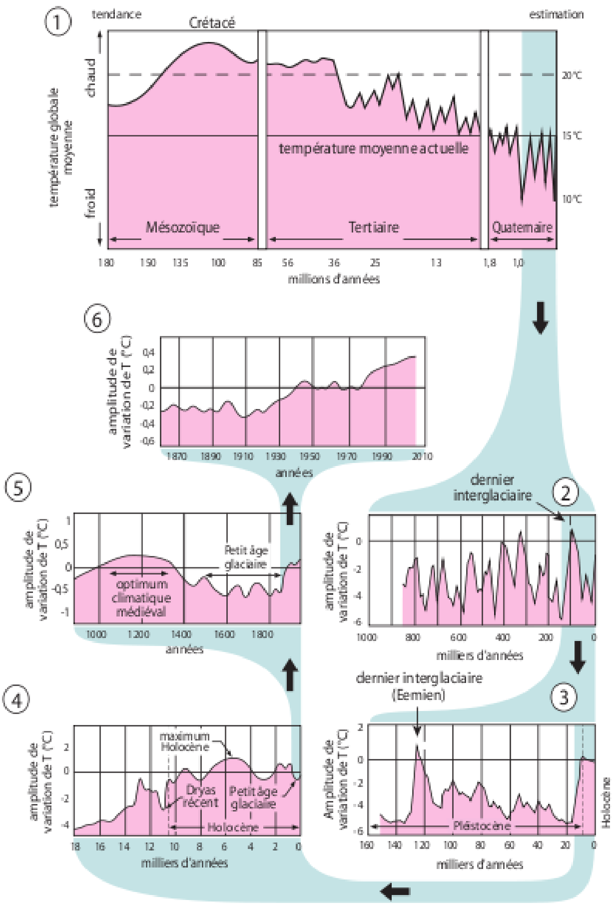
A - Augmentation de la teneur atmosphérique au cours de la période industrielle.

B - Part des deux principales activités humaines responsables.



Amplitudes respectives de l'influence des activités anthropiques et des phénomènes naturels sur le bilan radiatif de la Terre depuis 1850

Évolution des températures moyennes terrestres depuis le Mésozoïque

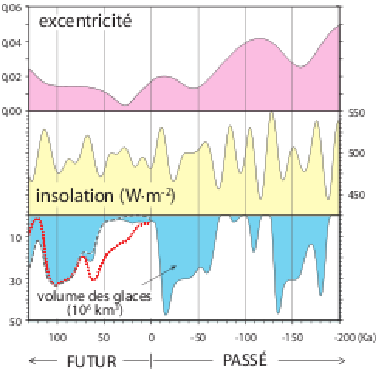


Évolution à long terme de la température moyenne de la Terre depuis le Mésozoïque et amplitude des fluctuations de moyenne et haute fréquences au cours des derniers 800 milliers d'années

L'estimation de la température moyenne pour les périodes anciennes est assez délicate. Suivant les modèles, la différence entre le Crétacé et l'actuel est estimée entre 5 et 12 °C. On peut raisonnablement, sur la courbe 1, borner les valeurs pour le Crétacé entre 15 et 22 °C.

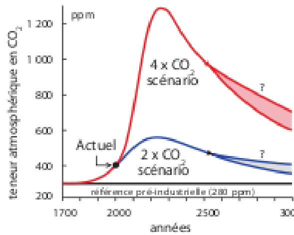
Prévisions sur l'évolution du climat terrestre

En se basant sur le dernier interglaciaire (Éemien : 12 000 ans, fiche 38), le retour à une période glaciaire parait relativement proche mais les interglaciaires ont des durées variables. Le nôtre pourrait s'étendre sur environ 50 000 ans. Le problème est d'évaluer comment l'augmentation anthropique des gaz à effet de serre peut contrebalancer le forçage orbital et retarder l'entrée dans la prochaine phase glaciaire.

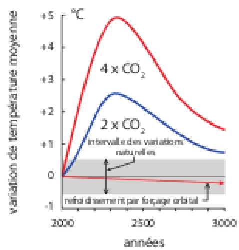


La sortie de l'interglaciaire actuel

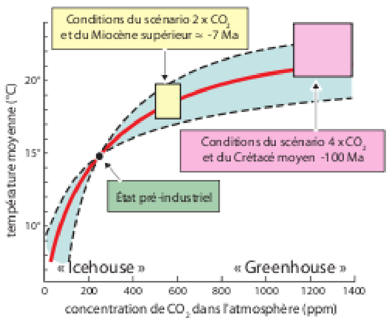
Variations de l'excentricité, de l'insolation à 65°N et simulation du volume des glaces dans l'hémisphère nord. Les surfaces en bleu illustrent les teneurs en CO_2 des glaces de Vostok (fiche 32). La courbe en pointillés rouges utilise une concentration constante de 210 ppmv et celle en tirets noirs à une teneur qui atteindrait 750 ppmv dans deux siècles (activités humaines) avant de revenir au bout de 1 000 ans à des valeurs naturelles.



Deux scénarios possibles d'évolution du CO_2 atmosphérique (en haut) et variations de température associées (en bas)



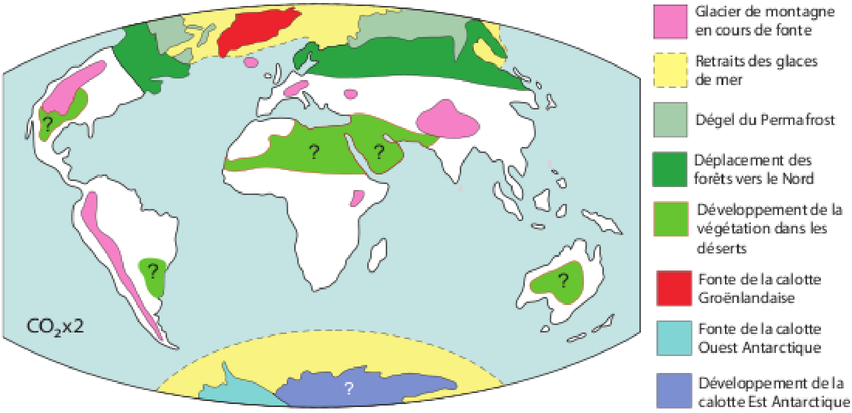
Le scénario optimiste (CO_2 x 2) suppose un contrôle des émissions. Le second repose sur l'augmentation observée ces dernières années. Un maximum serait atteint vers 2200 et 2250 puis les teneurs diminueraient du fait de la raréfaction des combustibles fossiles.



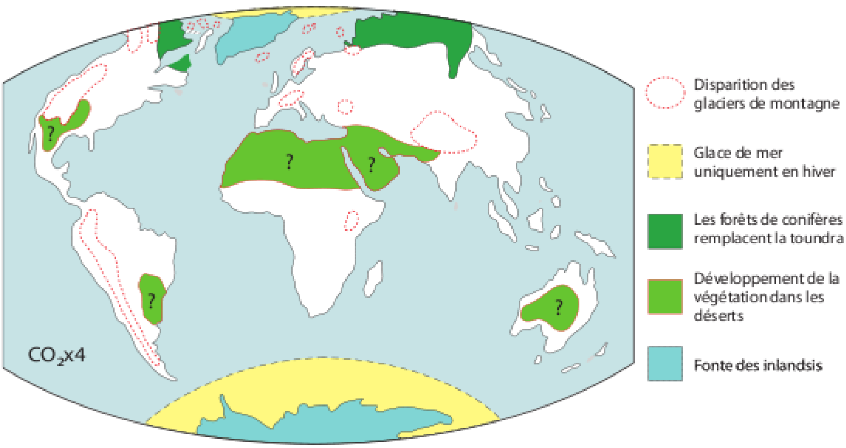
Analogues fossiles de situations futures

La Terre a déjà connu des teneurs en CO_2 du type de celles des scénarios envisagés pour l'avenir de la Planète. Ainsi le Miocène supérieur (-7 Ma) serait un bon analogue fossile du scénario avec doublement du taux de CO_2. De même le Crétacé Moyen serait un analogue du scénario (CO_2 x 4). La fiche 40 présente les configurations géographiques et climatiques correspondantes.

Les géographies prédictives pour des taux de CO_2 double ou quadruple



Modification de la surface terrestre vers 2200-2300 en cas de doublement de la teneur en CO_2 de l'atmosphère
Carte obtenue par transposition des données du Miocène supérieur (-7 Ma).



Modification de la surface terrestre vers 2200-2300 en cas de quadruplement de la teneur en CO_2 de l'atmosphère
Carte obtenue par transposition des données du Crétacé moyen (-100 Ma).

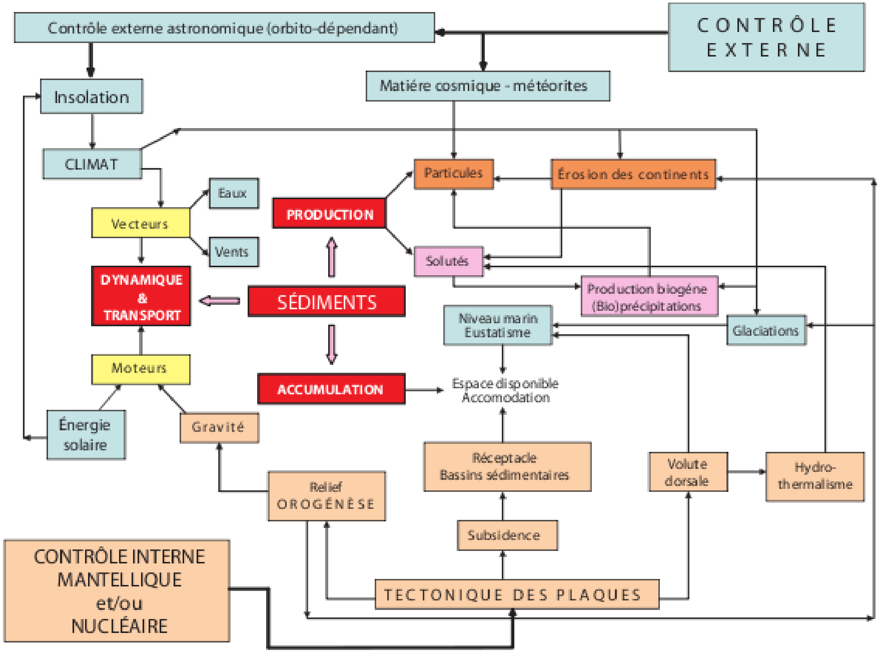
Partie 3 Sédimentologie



Contre-empreintes de cannelures de traction (groove casts, objets trainés sur le fond) en base de bancs gréseux (Flysch Éocène inférieur, route de Zumaïa à Getaria, Guispuscoa, Espagne) (*photo Maurice Renard*).

fiche 41

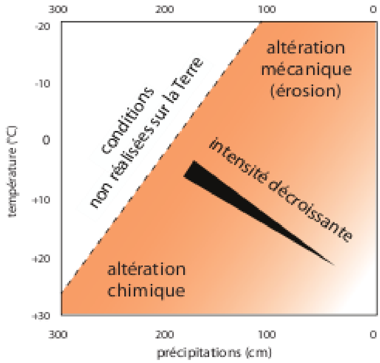
La « machine » sédimentaire terrestre



Les moteurs de la sédimentation sont l'énergie solaire et la gravité. Ses vecteurs sont les vents et l'eau. Toutes les étapes du processus sédimentaire (production, transport et mise en place des sédiments) et du fonctionnement des bassins sédimentaires (subsidence, eustatisme) sont sous un double contrôle externe et interne. Externe, c'est-à-dire climatique (fluctuation de l'activté solaire et des paramètres orbitaux), et interne c'est-à-dire géodynamique (tectonique des plaques pilotée par des processus mantelliques et lithosphériques). Les phénomènes haute fréquence (durée inférieure au million d'années) sont pricipalement sous contrôle climatique tandis que les processus basse fréquence (durée supérieure à 5 Ma) sont sous contrôle tectonique. Entre les deux il ya souvent une conjonction des deux processus qu'il n'est pas toujours aisé de déconvoluer.

Les processus d'altération – Diagramme de Goldschmidt

- Altération
  - Mécanique (ou érosion)
    - Ne modifie pas la composition de la roche-mère
    - Fragmentation en particules transportées par le ruissellement
  - Chimique
    - Transforme la composition initiale des roches
    - Mise en solution ou précipitation d'éléments
      - Phase soluble (migratrice)
      - Phase résiduelle : sols, minerais



Type et l'intensité des altérations

La dissolution et l'hydrolyse sont les deux processus principaux de l'altération chimique. Oxydation et hydratation/déshydration jouent un rôle plus mineur.

La **dissolution** est la décomposition totale d'un minéral, c'est par exemple le cas de la calcite ou de l'aragonite :

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

L'**hydrolyse** est la décomposition incomplète conduisant à un minéral résiduel :

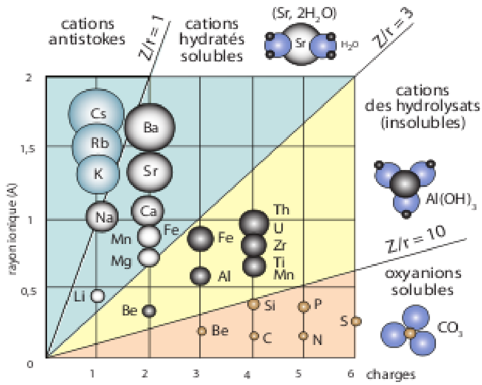
$$2NaAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 11H_2O$$

Albite

$$\downarrow$$

$$Si_2O_5Al_2(OH)_4 + 2Na^+ + 2HCO_3^- + 4H_4SiO_4$$

kaolinite acide silicique



Le diagramme de Goldschmidt

L'hydrolyse est commandée par le caractère dipolaire de la molécule d'eau (pôle H_2 positif, pôle O négatif) dont la force d'attraction vis-à-vis d'un ion détermine la solubilité.

$Z/r < 3$
Domaine des cations solubles
Si $Z/r < 1$: Pas d'attirance pour l'eau, les ions ne sont pas hydratés (cations dit antistokes).
Si $Z/r > 1$: Les ions sont hydratés : $(A, nH_2O)^{n+}$

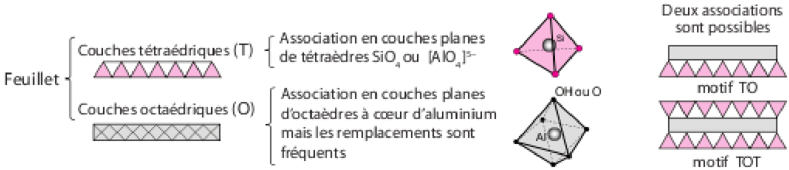
$3 < Z/r < 10$
Domaine des hydrolysats insolubles
De diamètre moyen, ces ions forment des hydroxydes de type $A(OH)_n$.

$Z/r > 10$
Domaine des oxyanions solubles
Ces ions développent un champ considérable. La molécule d'eau est fragmentée, les ions H^+ sont libérés et il y a formation d'anions (CO_3, PO_4, SO_4).

fiche 43

Les argiles

Les minéraux argileux sont des silicates en feuillets (phyllosilicates). La structure des feuillets et leur mode d'empilement définissent le minéral (fiches 168 et 169).

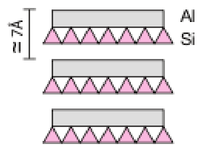


Le remplacement de Al^{3+} par Si^{4+}, fréquent dans les tétraèdres, induit des déficits de charge (compensés par des ions en position interfoliaire) et des phénomènes de désordre en créant des tétraèdres de plus petite taille. Dans la couche octaédrique, des substitutions de Al^{3+} par Mg^{2+} ou Fe^{2+} sont aussi fréquentes.

Formule générale des minéraux argileux :
Couche tétraédrique : $(Si_{4-x}Al_x)$
Couche octaédrique : $O_{10}(Al_{2-y}Mg_y)(OH_2)$
Cation compensateur : M_{x+y}

Les phyllosilicates TO

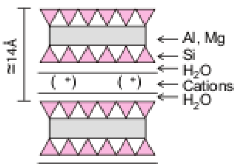
Phyllite dioctaédrique à substitutions très limitées : chaque feuillet est électriquement neutre.



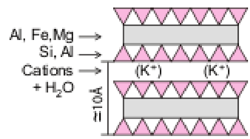
Kaolinite
$[Si_2O_5]Al_2OH_4$

Les phyllosilicates TOT : smectites et illites

Les substitutions entraînent une charge négative des feuillets entre lesquels de l'eau et des cations peuvent pénétrer. La distance entre les feuillets peut ainsi varier de 10 à 17 Å.



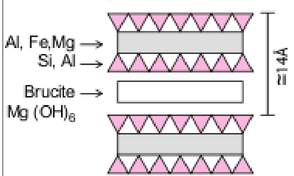
Montmorillonite (smectite)
$[(Si_4)O_{10}(Al_{1,7}Mg_{0,3})(OH)_2].nH_2O$
Substitutions octaédriques



Illite
$[(Si,Al)_4O_{10}(Al,Fe,Mg)_2(OH)_2]M_x$
$1,4 < x < 1,8$
Subsitutions tetraèdriques et octaèdriques

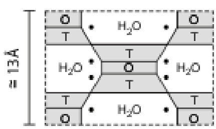
Les phyllosilicates TOTO

Présence d'une couche de brucite dans l'espace interfoliaire.



Chlorite
$(Mg,Fe,Al)_3Mg_3[(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2]OH_6$

Les minéraux à pseudo-feuillets
Palygorskite et sépiolites : argiles fibreuses

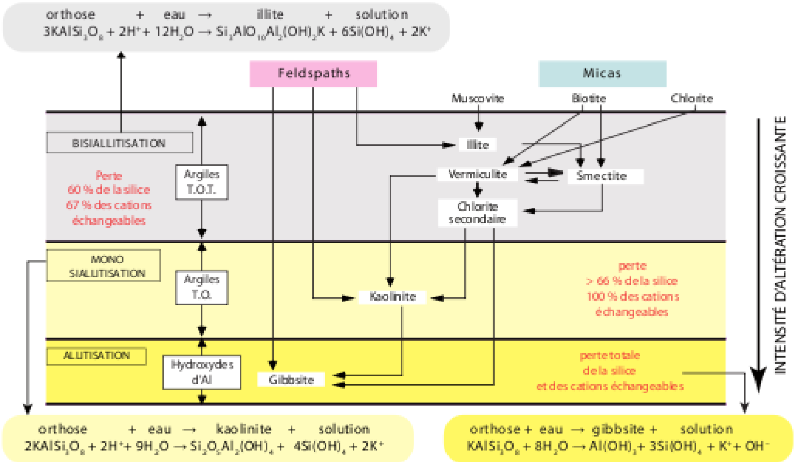


Rubans en quinconce de pseudo-feuillets TOT
$[Si_8Mg_5O_{20}(OH)_2(OH_2)_4].4H_2O$
Palygorskite (attapulgite)
$[Si_{12}Mg_8O_{30}(OH)_4(OH_2)_4].8H_2O$
Sépiolite

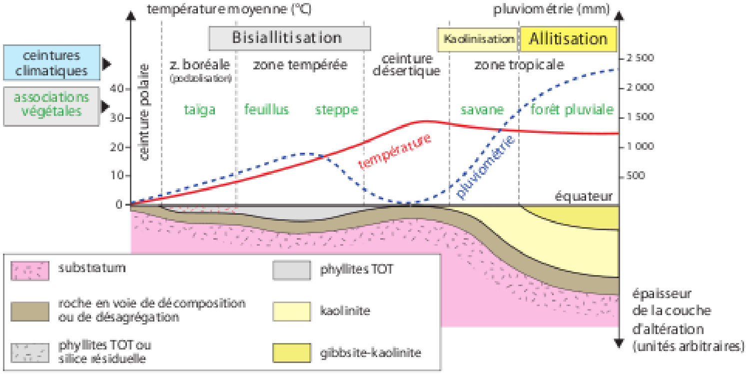
Le monde des minéraux argileux est très diversifié : il existe toutes sortes d'espèces intermédiaires constituées de l'empilement régulier ou non de feuillets de nature différentes (**minéraux interstratifiés**).

Altérations et climats

L'Hydrolyse des silicates est sous contrôle climatique. Les trois processus d'hydrolyse : bisiallitisation, monosiallitisation (kaolinisation) et allitisation, correspondent à une intensité croissante d'altération en fonction de la température et des précipitations.



La pluviométrie (drainage) est le facteur principal de contrôle. Elle contrôle à la fois le type d'altération et l'épaisseur de la couche d'altération.

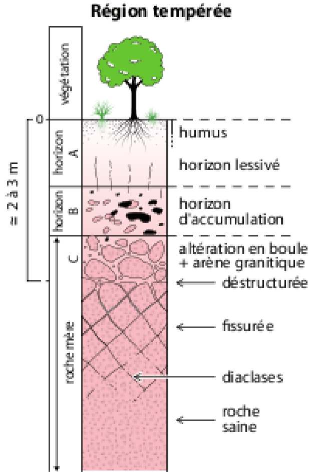


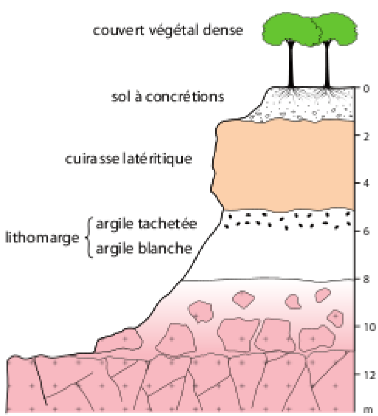
Zonation des altérations (type et intensité) en fonction de la température et de la pluviométrie

fiche 45 Les profils d'altération : biostasie et rhexistasie

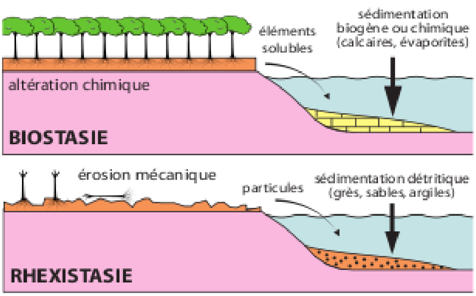
À l'échelle de l'affleurement, des profils très différents en fonction du climat

En **domaine tempéré**, un granite présentera une altération modérée (altération en boules), d'épaisseur métrique, constituée d'un sol et d'une arène granitique (sable argileux grossier à argiles TOT).
En **région tropicale humide**, l'altération sera d'épaisseur déca à hectométrique et beaucoup plus poussée (lithomarge à kaolinite et cuirasse latéritique à gibbsite).





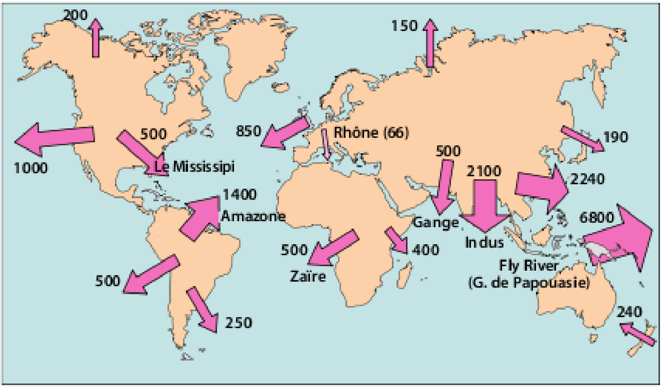
Évolution du couvert végétal et type d'altération (mécanique vs chimique)



La végétation joue un rôle de filtre séparateur. En retenant les particules, elle favorise l'altération chimique (période de **biostasie**). La sédimentation est (bio)chimique dans le bassin.

Si la végétation est détruite (variations climatique, tectonique), l'érosion mécanique devient dominante (période de **rhexistasie**) : destruction des sols et des roches mères et sédimentation détritique dans le bassin.

Altérations et apports particulaires à l'océan



Décharge totale particulaire : 18,3 à 13,5·10^9 tonnes/an.

Décharge sous forme soluble : 4,3 à 3,9·10^9 tonnes/an.

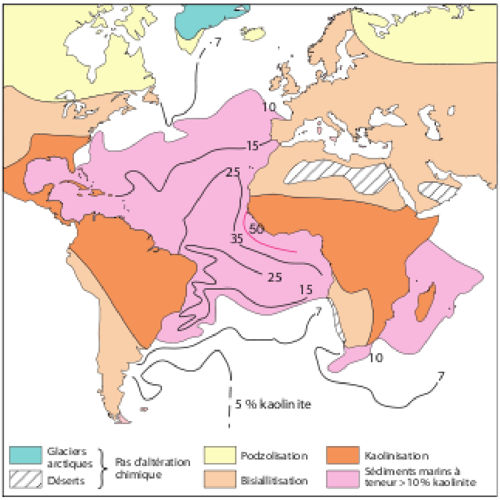
Apports particulaires/apports solubles : entre 4,3 et 3,5.

Rapport très variable suivant le climat et la topographie : la Lena (Sibérie), R = 0,14 le Gange (Inde), R = 11.

Apports particulaires en millions de tonnes par an

L'apport particulaire à l'océan par les fleuves est supérieur à l'apport sous forme soluble.

On observe deux gradients dans la sédimentation argileuse océanique :
- un **gradient latitudinal** qui traduit le type d'altération régnant sur les continents adjacents (fiche 44). Les sédiments sont riches en kaolinite dans la zone intertropicale (monosiallitisation et allitisation sur le continent) et sont riches en smectites aux hautes et moyennes latitudes (bisiallitisation sur le continent).
- un **gradient méridien** qui se superpose au premier et traduit à la fois un éloignement des sources et un tri différentiel des particules en fonction de la taille (les kaolinites sont des minéraux de plus grande taille que les smectites). On observe donc une diminution de la proportion de kaolinite en s'éloignant des côtes africaines (50 % à proximité du continent, moins de 25 % au centre de l'Atlantique). La répartition des argiles dans l'océan est directement liée au type d'altération régnant sur les continents.

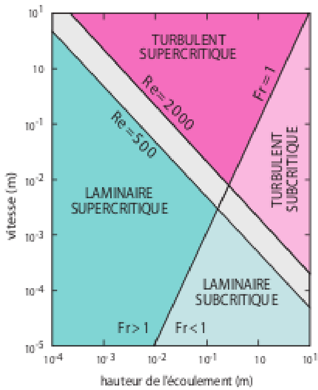


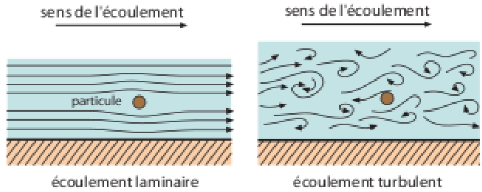
La sédimentation argileuse de l'Atlantique

fiche 47

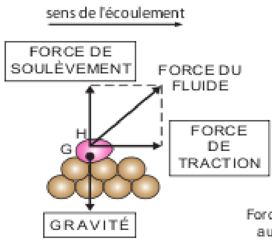
Transport et sédimentation des particules

Le **nombre de Froude** [Fr=v√(g.h)] permet de distinguer les écoulements subcritiques (tranquilles) et critiques (rapides). Le **nombre de Reynolds** [Re=(ρhVm)/μ] commande le passage du régime laminaire au régime turbulent avec V(m) = vitesse (moyenne) de l'écoulement, g = pesanteur, h = hauteur de la tranche d'eau, ρ = densité du fluide et μ = viscosité.





Les régimes d'écoulement en fonction des valeurs critiques des nombres de Froude et de Reynolds
Les fluides ayant les mêmes nombres de Froude et Reynolds sont dynamiquement identiques. Ceci permet de modéliser des systèmes plurikilométriques, à l'échelle du laboratoire.

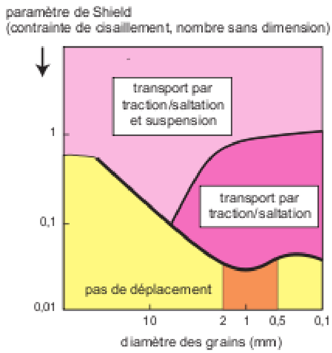


G : centre de gravité
H : point d'action des forces du fluide qui ne coïncide pas forcément avec G.

Le déplacement des particules
Forces s'exerçant sur une particule au repos placée dans un fluide.



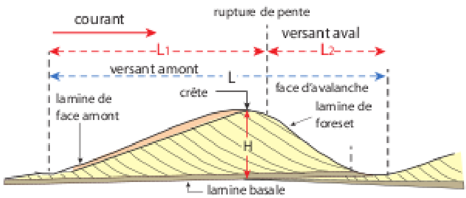
La sédimentation des particules
Distance à parcourir, selon la loi de Stokes, pour une particule avant d'atteindre la profondeur –1 000 m. Les particules fines ne devraient jamais se sédimenter dans l'océan profond si elles ne formaient pas des agrégats.



Modalités de transport des particules
Les valeurs minima des forces nécessaires au déplacement sont obtenues pour des particules comprises entre 2 et 0,5 mm. Les particules plus grosses et plus petites nécessitent des forces plus importantes pour être déplacées. Le paradoxe des petites particules s'explique par leur résistance au cisaillement.

Structures sédimentaires associées à un courant unidirectionnel

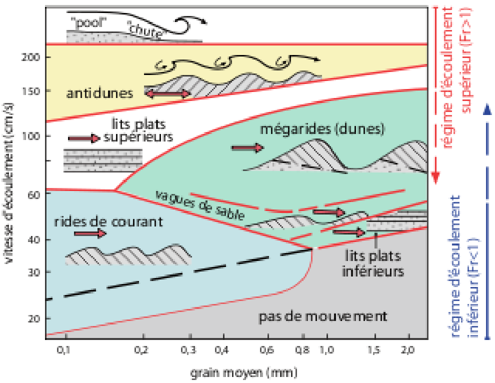
Les mouvements du fluide (courants, vagues et marées) ont deux effets sur les sédiments. D'une part, ils produisent un **tri granulométrique** des particules et, d'autre part, ils contribuent à construire des édifices sédimentaires dont le plus classique est la ride. Les structures construites sont asymétriques pour les courants et symétriques pour les vagues mais la distinction n'est pas toujours évidente.



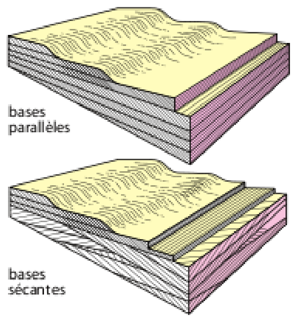
Profil, structure interne et paramètres des rides et mégarides (dunes hydrauliques)

Les rides ont une longeur d'onde L < 0,6 m. Pour les mégarides : 0,6 < L < 100 m. Les mégarides se développent pour des granulométries et des puissances de courant plus élevées.

	Indice de ride L/H	Asymétrie L1/L2
Ride de vague	> 15	< 3
Ride de courant	> 4	> 2,5

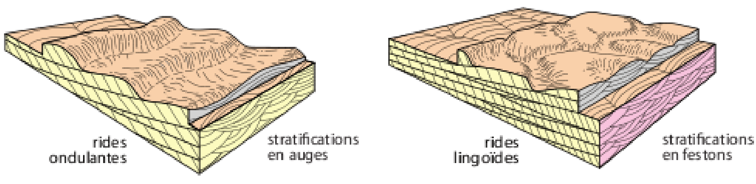


Domaines des différentes structures sédimentaires en fonction de la vitesse du courant et de la granulométrie du sédiment



Rides à crêtes rectilignes ou rides 2D (énergie moyenne)
Stratifications obliques tabulaires

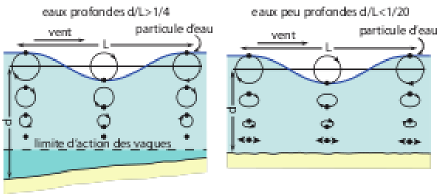
La géométrie des crêtes et des lamines des rides et mégarides se modifie en fonction de l'énergie de l'écoulement.



Rides à crêtes ondulées ou rides 3D (énergie moyenne)

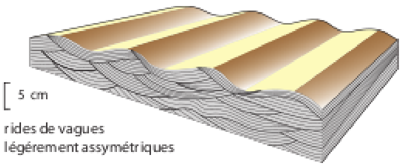
Sédimentologie

fiche 49 Structures sédimentaires liées aux vagues Zonation hydrodynamique de la plate-forme



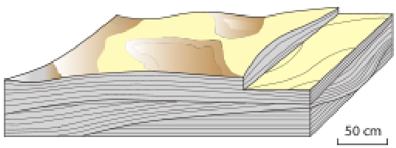
Les mouvements de la masse d'eau dans les vagues

En eaux profondes, les particules d'eau ont des trajectoires quasi-circulaires. En eaux peu profondes, les trajectoires s'aplatissent avec la profondeur.

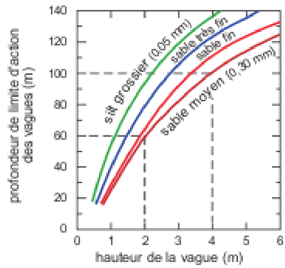


Les rides de vagues

Les rides de vagues sont en théorie symétriques mais il est souvent difficile de les distinguer des rides de courants (fiche 48) du fait de la distorsion des vagues et de la combinaison fréquente des vagues et des courants.



Le transport sédimentaire est dû à la distorsion des vagues. Le mouvement vers le large s'effectue dans le creux de la vague avec une friction maximum alors que celui vers la côte se fait en crête de vague avec une friction minimale. Les vitesses sont différentes et produisent un tri sédimentaire : le sédiment fin est vanné vers le large tandis que les particules grossières s'accumulent vers la côte.

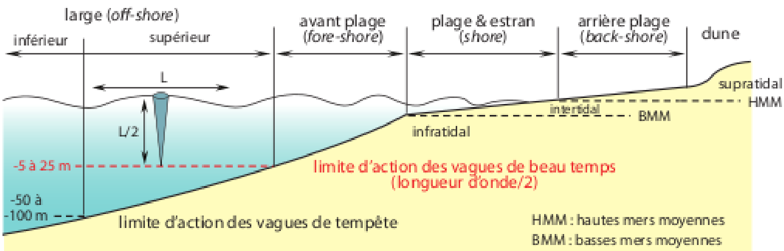


Transport par les vagues

Relation entre la hauteur des vagues, la granulométrie et la profondeur à laquelle les particules sont mises en mouvement.

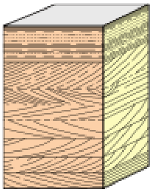
Les strutures associées aux tempêtes
Les litages obliques en mamelons
(HCS - *Hummocky-Cross-Stratifications*)

Lors des tempêtes la profondeur d'action des vagues est plus grande, la vitesse orbitale augmente et il y a construction de litages obliques en mamelons (HCS) dont l'inclinaison des lamines n'excède pas 15°.



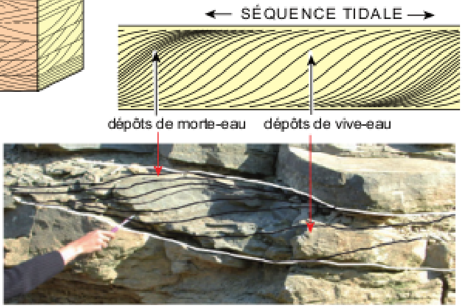
La zonation hydrodynamique de la plate-forme continentale

Structures et figures sédimentaires (marées, courants et bioturbation)



Structures associées aux marées : stratifications en arêtes de poisson

Les courants de marées sont caractérisés par des changements rythmiques de la vitesse et du sens d'écoulement. Ils construisent des structures à stratifications en « **arêtes de poisson** » (laminations de directions opposées dans des couches adjacentes).

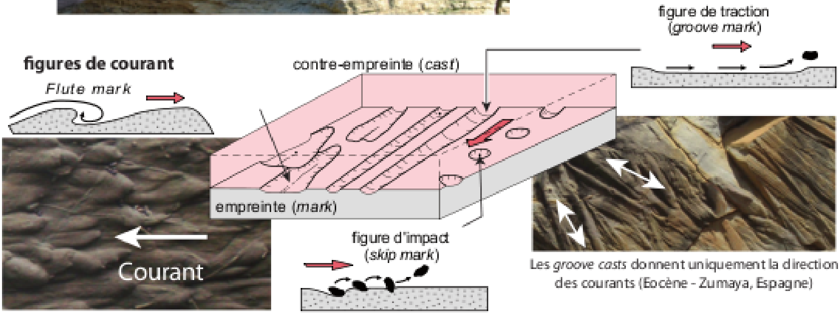


La séquence tidale

Dans des cas favorables, les sédiments tidaux peuvent enregistrer les cycles des marées sous forme de couches sigmoïdes renflées pendant les marées de vive-eau et peu développées en morte-eau.

Enregistrement d'un cycle de marée dans l'Eocène de Coustouge (Corbières, France)

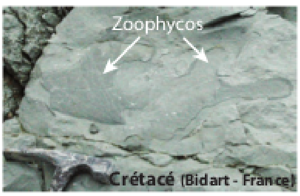
figures de courant

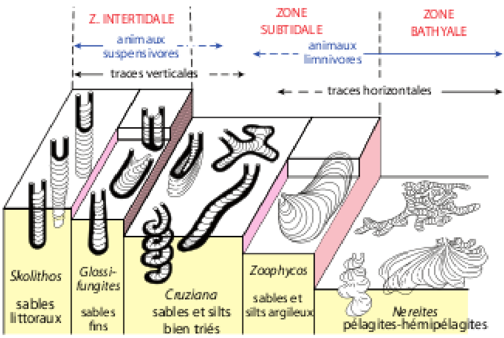


Les *flute casts* donnent la direction et le sens du courant (Éocène - Zumaya, Espagne)

Les *groove casts* donnent uniquement la direction des courants (Eocène - Zumaya, Espagne)

Figures de bioturbation et zonation bathymétrique

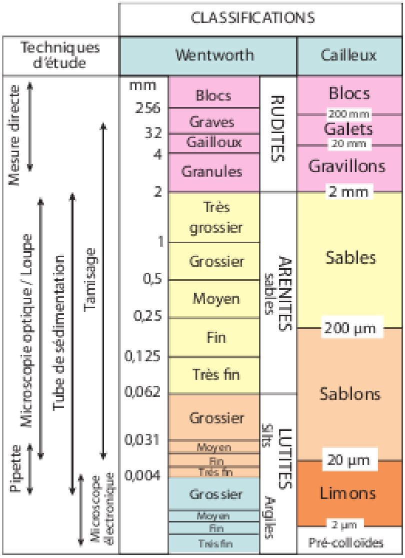




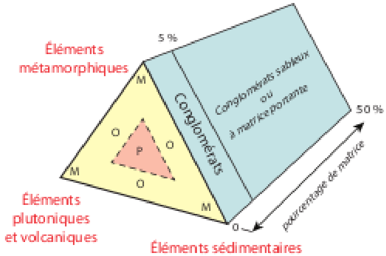
fiche 51

Classification granulomètrique des roches sédimentaires

Les sédiments subissent des modes de transport et de dépôt qui créent un tri. La classification des roches sédimentaires est basée en grande partie sur la dimension des particules et la distribution des tailles à l'intérieur de la roche. Ces deux paramètres traduisent l'énergie du milieu, la distance de la source des sédiments et la nature du matériel initial disponible.

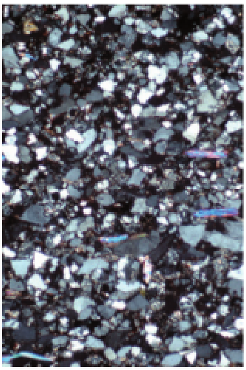


Classifications granulométriques des particules et roches sédimentaires



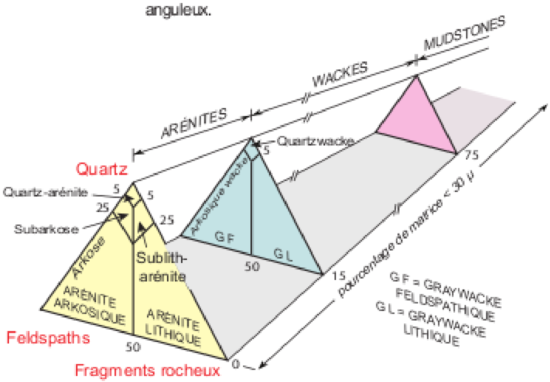
Classification des conglomérats (rudites) en fonction de la nature des éléments et du pourcentage de matrice

On distingue les conglomérats monogéniques (M) avec un seul type d'éléments (> 95 %), oligogéniques (O, quelques types) et polygéniques (P). Parmi les conglomérats, les poudingues sont constitués d'éléments arrondis, les brèches d'éléments anguleux.



Quartz-arénite

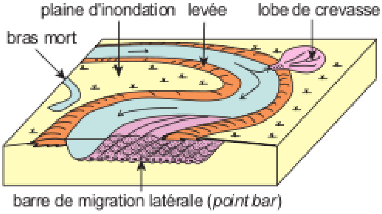
Quartz-arénite fine à matrice argileuse et férrugineuse (lumière polarisée).



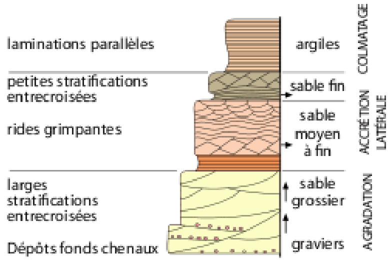
Classification des grès et des sables

Elle est basée sur les types de grains et le pourcentage de matrice.

Sédimentation et environnements fluviatiles

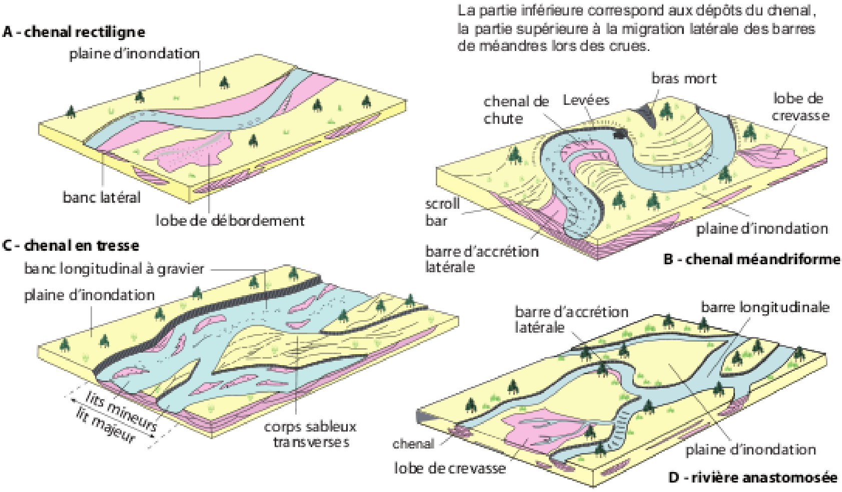


Les différents types de dépôts fluviatiles (cas d'un cours d'eau à méandres)



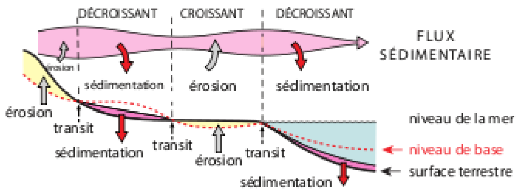
Séquence idéale de comblement d'un chenal à méandre

La partie inférieure correspond aux dépôts du chenal, la partie supérieure à la migration latérale des barres de méandres lors des crues.



Les principaux types de chenaux et les dépôts associés

À décharge constante, les rivières en tresses se développent sur des pentes plus raides que celles des rivières en méandres. À pente constante une augmentation de la charge ou de la largeur produit la même évolution.

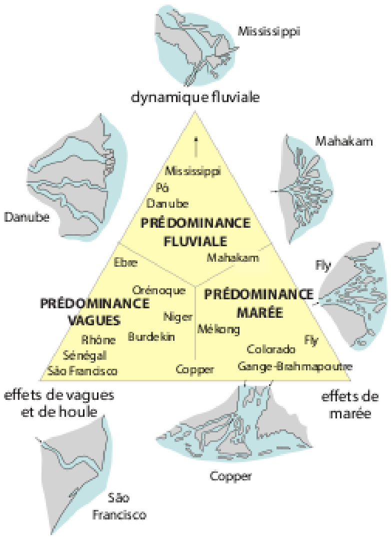


Le concept de niveau de base

Le niveau de base est le niveau en desous duquel un fleuve ne peut plus creuser. Quand la topographie se situe au-dessus, il y a érosion, quand elle est en dessous, il y a sédimentation. En domaine littoral, on peut l'assimiler au niveau marin.

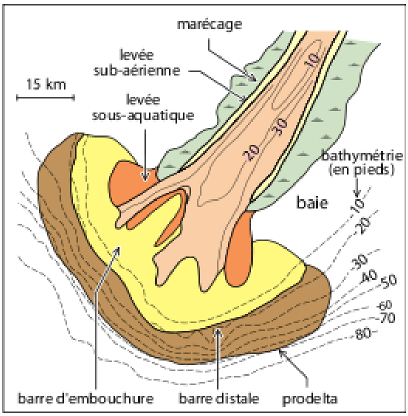
Le domaine fluvio-marin : estuaires et deltas

Les fleuves présentent deux types d'embouchure :
- les **estuaires** dans les mers à courants côtiers et de marée importants. Beaucoup résultent de l'envahissement par la mer de la basse vallée lors de la remontée eustatique de l'Holocène (rias en Méditerranée ou aber en Bretagne),
- les **deltas** dans les lacs ou les mers à faibles marées ou lorsque la charge du cours d'eau est très importante.

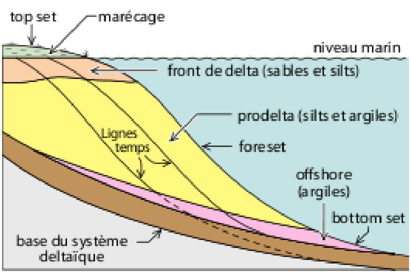


Les différents types de deltas
Les deltas sont classés en fonction du processus sédimentaire dominant.

Dans les **estuaires**, les sables et les silts se déposent du fait de la diminution du courant (onde de marée) et de la différence de densité des eaux douces et marines. La différence de charge ionique provoque la floculation des argiles. Cette sédimentation constitue le **bouchon vaseux**. De part et d'autre du chenal médian (toujours en eau), la vase se dépose et forme la **slikke** qui est séparée par une micro-falaise d'une étendue de vase consolidée (le **shorre** ou pré-salé).



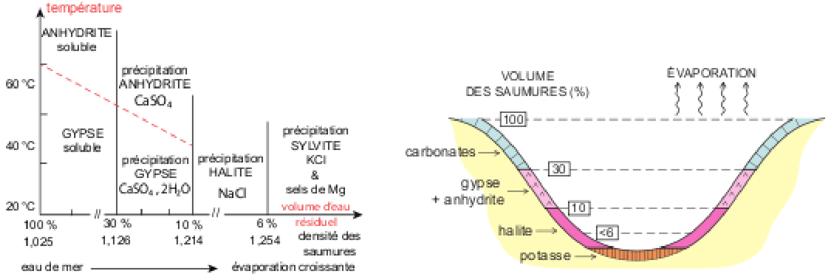
Carte des différentes aires de sédimentation dans un front de delta
Schéma d'après l'exemple du delta actuel du Missisipi.



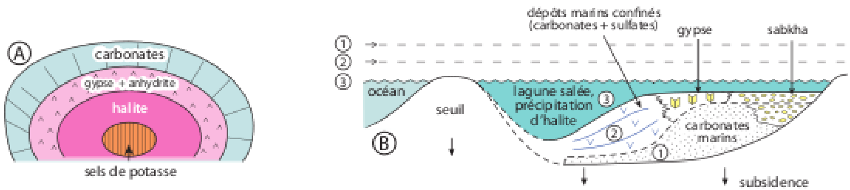
Coupe dans le delta montrant la progradation des environnements
Les lignes temps recoupent les environnements.

Sédimentation chimique : minéraux et roches évaporitiques

Les évaporites ou roches salines résultent de phénomènes évaporatoires survenant dans différents contextes géodynamiques à partir de fluides variés marins ou continentaux. La sédimentation évaporitique est en continum avec la sédimentation carbonatée et siliceuse. L'accumulation de grandes épaisseurs d'évaporites suppose une subsidence continue du bassin.

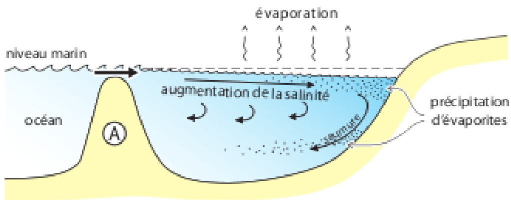


Les produits de l'évaporation de l'eau de mer (fiche 170)



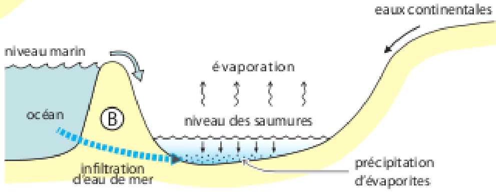
Les évaporites de bassins peu profonds

A - Les bassins fermés : répartition des faciès en « œil ». B - Les bassins à seuil : évolution des faciès lors d'une baisse du niveau marin.



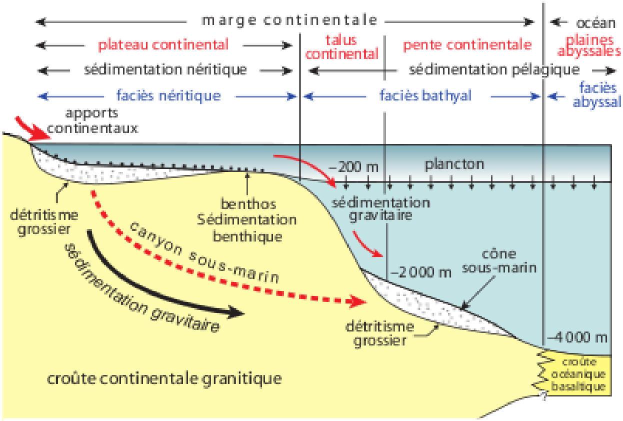
Les évaporites de bassins profonds

A - Bassin « structuralement profond » d'eau profonde ;
B - Bassin « structuralement profond » d'eau peu profonde.



Ces deux modèles de bassins profonds ont alimenté les controverses sur le mode de formation des évaporites messiniennes de Méditerranée.

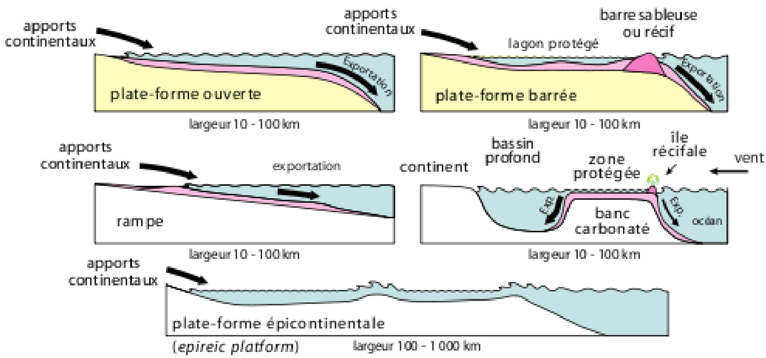
Les environnements océaniques et les différents types de plates-formes



Le détail de la zonation de la plate-forme basée sur l'hydrodynamisme et les marées se trouve sur la fiche 49 et la zonation bathymétrique basée sur les traces de bioturbation sur la fiche 50.

Les grands types d'environnements de la sédimentation marine (cas d'une marge passive)

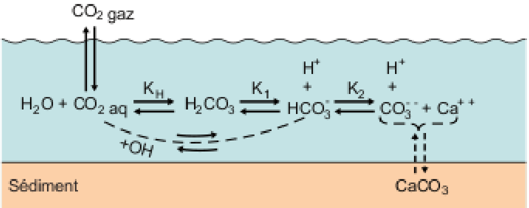
Une zonation topographique (en rouge) est superposée à une zonation de profondeur de faciès (en bleu). La terminologie basée sur le type de sédimentation (en italique) oppose la sédimentation benthique (benthos : organismes vivant sur le fond) et pélagique ou planctonique (organismes vivant en pleine eau). Les termes ne se recoupent pas entièrement, ainsi la sédimentation néritique (sur la plate-forme) est principalement benthique mais pas uniquement, il y a aussi du benthos profond dans le domaine bathyal et abyssal. L'échelle des hauteurs est très exagérée (la pente du talus est de 4 à 5 degrés).



Les différents types de plates-formes carbonatées

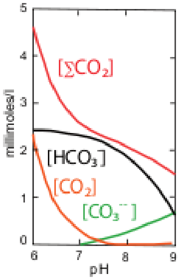
Les **plates-formes** (sensu-stricto) présentent une rupture de pente nette tandis que les **rampes** descendent régulièrement vers le bassin. Les deux peuvent être barrées (récifs, édifices microbiens (*mud mounds*), bancs de sables) ou ouvertes (elles sont alors soumises directement à l'action des vagues). Dans tous les cas le continent voisin est une source de sédiments terrigènes, d'eau douce et de nutriments et matières organiques. Les **bancs** ou **hauts-fonds carbonatés** sont des plates-formes isolées au sein de l'océan profond et coupées des apports continentaux. Les **plates-formes épicontinentales** sont de vastes étendues (> 100 km), peu profondes (< 10 m). Fréquentes au Mésozoïque en Europe, elles sont sans équivalent dans la nature actuelle.

La précipitation des carbonates en mileu marin



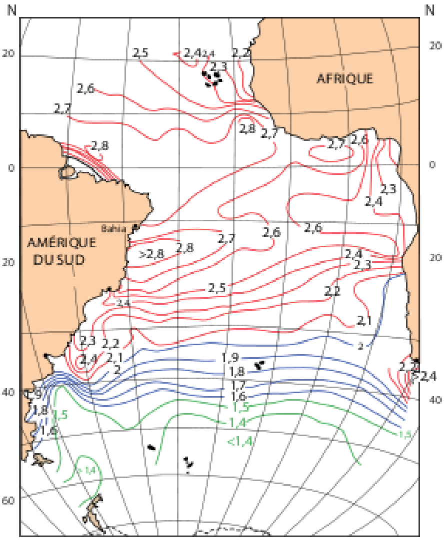
Les équilibres du système carbonate

La précipitation du carbonate dans l'eau de mer ne devient effective que lorsque le produit ionique atteint $0{,}5 \cdot 10^{-5}$ pour une salinité de 35 ‰ et une température de 20 °C.



Variations de teneurs des différentes formes du CO_2 en fonction du pH

Aux pH usuels de l'eau de mer (7,5 à 8,5), la majeure partie du CO_2 se trouve sous forme bicarbonates.



Degré de saturation (Ω) par rapport au carbonate de calcium des eaux de surface

Toutes les eaux océaniques de surface sont sursaturées par rapport au $CaCO_3$ (aragonite et calcite).

La sursaturation facilite les processus de formation de tests et coquilles par les organismes, elle est plus forte dans les eaux tropicales et tempérées où vivent les principaux producteurs de carbonate (coraux et coccolithophoridés) tandis que les eaux subpolaires à saturation faible sont le domaine des radiolaires qui fabriquent un test siliceux.

La précipitation/dissolution du carbonate de calcium est régie par l'équation :

$$CaCO_3 \longleftrightarrow CO_3^{2-} + Ca^{2+}$$

Le **produit ionique Qs** est égal à :

$$[CO_3^{2-}] \times [Ca^{2+}]$$

Le **produit de solubilité Ks** correspond à la valeur maximale de $[CO_3^{2-}] \times [Ca^{2+}]$ possible lorsque la solution est à l'équilibre avec la phase solide $CaCO_3$.

Le **degré de saturation** Ω est égal au rapport Qs/Ks.

Trois états possibles pour une solution :

- Ω < 1 : La solution est sous-saturée. En présence du composé solide, il y a dissolution jusqu'à Qs = Ks.
- Ω = 1 : La solution est à l'équilibre par rapport à la phase solide.
- Ω > 1 : La solution est sursaturée. Il peut y avoir précipitation du composé solide.

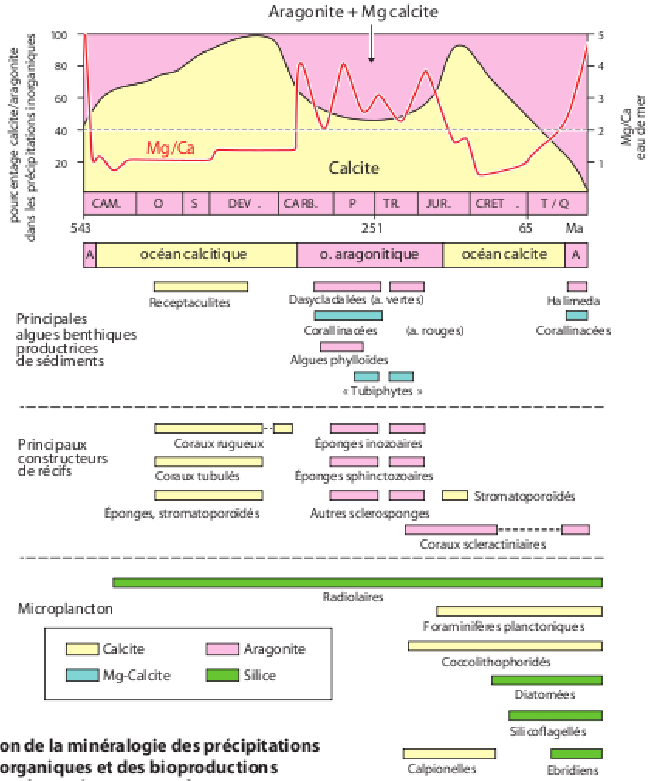
Les valeurs de Qs et Ks dépendent de la température, de la pression et de la salinité.

En simplifiant, on peut dire que la production carbonatée est favorisée par une température élevée et par une salinité et un pH forts, conditions réalisées dans l'océan aux basses et moyennes latitudes.

fiche 57

La minéralogie des carbonates sédimentaires

Seuls deux types chimiques $CaCO_3$ (calcite et aragonite) et $CaMg(CO_3)_2$ (dolomite) jouent un rôle dans la sédimentation. La calcite cristallise dans le système rhomboédrique, l'aragonite dans le système orthorhombique (fiche 170). On parle de calcite quand la teneur en Mg est inférieure à 4 % et de calcite magnésienne au-dessus. La dolomite est constituée d'une alternance de couches de $CaCO_3$ et de $MgCO_3$ ce qui la distingue de la calcite magnésienne où le Mg est en solution solide. Le type de minéralogie est induit par la chimie de l'eau de mer et par le métabolisme des producteurs (dans le cas des bioprécipitations).

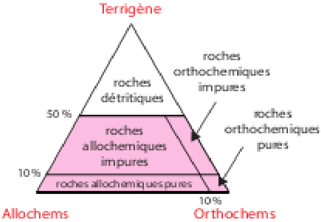


Évolution de la minéralogie des précipitations inorganiques et des bioproductions carbonatées au cours du temps

En haut, la courbe jaune/rose est obtenue à partir du pourcentage d'oïdes et de ciments originellement calcitiques ou aragonitiques. L'évolution du rapport Mg/Ca de l'eau de mer (courbe rouge), qui provient de données géochimiques, montre que l'aragonite et la calcite Mg sont favorisées pour des Mg/Ca > 2, et la calcite pour des Mg/Ca < 2. Il existe des périodes où l'océan est « aragonitique » (comme actuellement) et d'autres où il est calcitique. La répartition temporelle des bioproducteurs montre que leur minéralogie n'est pas indépendante du caractère calcitique ou aragonitique de l'eau de mer.

Classification des roches carbonatées : classification de Folk

Les deux classifications usuelles (Folk, 1959 et Dunham, 1963) sont basées sur l'aspect en lame mince (microfaciès). Elles représentent deux approches complémentaires de la sédimentologie des carbonates.



Les grandes familles de roches sédimentaires

La classification est basée sur la proportion relative de grains carbonatés ou allochems et de phase de liaison (matrice-ciment) ou orthochems. La suite de la classification ne concerne que la partie rose du triangle. Il est ensuite nécessaire d'identifier la nature des allochems et des orthochems et de déterminer le type dominant pour chacune des catégories.

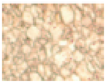
Orthochems

Micrite



Calcite microcristaline (1 µm à 4 µm)

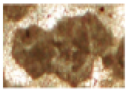
Sparite



Cristaux limpides (> 10 µm)

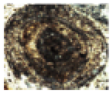
Allochems

Intraclasts



Fragments de sédiment lithifié précocement (taille variable)

Oolithes



Grains constitués d'un nucléus et d'un cortex en couches concentriques (0,5 à 2 mm)

Fossiles



Microfossiles (ici milioles), fragments de macrofossiles (bioclastes)

Pellets



Particules sans structure interne (0,1 à 0,5 mm)

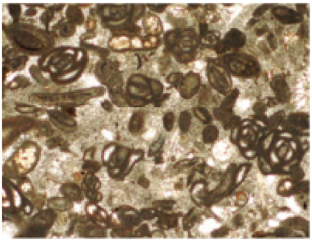
Le nom de la roche est ensuite constitué d'un préfixe venant de l'allochem dominant et d'un suffixe caractérisant l'orthochem. Exemple : oolithes + sparite = oosparite ; pellets + micrite = pelmicrite

		CALCAIRES & DOLOMIES PRIMAIRES				
		> 10 % Allochems		< 10 % Allochems		Bioherme
		Sparite > Micrite	Micrite > Sparite	1 à 10 % Allochems	< 1 % Allochems	
> 25 % Intraclastes		Intrasparite	Intramicrite	Micrite à intraclastes	Micrite	Biolithite
> 25 % Oolithes		Oosparite	Oomicrite	Micrite oolitique		
Rapport Fossiles sur Pellets	R > 3	Biosparite	Biomicrite	Micrite fossilifère		
	3 > R > 1	Biopelsparite	Biopelmicrite			
	R < 1	Pelsparite	Pelmicrite	Micrite à pellets		

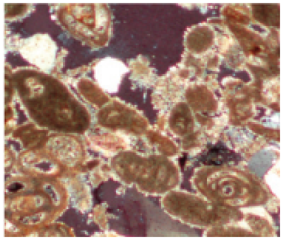
		DOLOMIES SECONDAIRES	
		Présence de fantômes d'allochems	Absence de fantômes d'allochems
> 25 % Intraclastes		Dolomite à intraclastes	Dolomite cristalline
> 25 % Oolithes		Dolomite oolithique	
Rapport Fossiles sur Pellets	R > 3	Dolomite fossilifère	

Classification des roches carbonatées : classification de Duham

La classification de Dunham correspond à une approche différente de celle de Folk : la nature des grains carbonatés n'est plus prise en compte. Ils sont considérés comme de simples particules sédimentaires et ce qui importe c'est l'architecture définie par les rapports entre les grains (grains jointifs ou non) et la présence ou non de boue carbonatée [(bio)précipitation de taille inférieure à 10 µm].

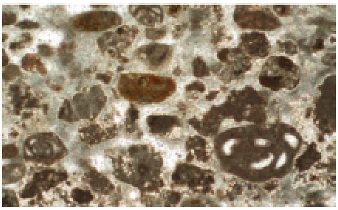


Packestone/wackestone à milioles et pellets
Lutétien moyen du Bassin de Paris

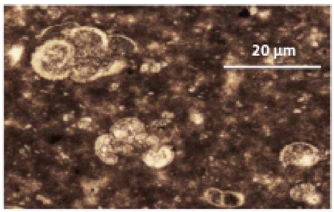


Grainstone à milioles et pellets
Lutétien moyen du Bassin de Paris

<table>
<tr><th>DISPOSITION DES GRAINS</th><th>FRÉQUENCE DES GRAINS</th><th>PRÉSENCE DE BOUE CARBONATÉE</th><th>ABSENCE DE BOUE CARBONATÉE</th></tr>
<tr><td>JOINTIFS</td><td rowspan="2">> 10 %</td><td>PACKESTONE</td><td>GRAINSTONE</td></tr>
<tr><td rowspan="2">NON JOINTIFS</td><td>WACKESTONE</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>< 10 %</td><td>MUDSTONE</td></tr>
</table>



Wackestone à pellets et milioles
Marnes et Caillasses (Lutétien Sup., Bassin de Paris)



Mudstone à foraminifères planctonique
Scaglia Rossa, Tertiaire inférieur (Gubbio, Italie)

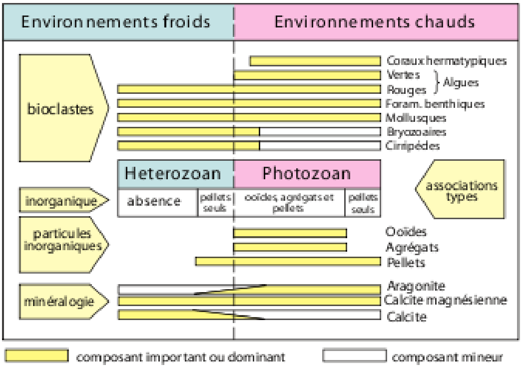
Deux autres catégories complètent la classification : les **boundstones** pour les roches construites (récifs et monticules biogéniques) et les **calcaires cristallins** (la recristallisation a totalement effacé la texture sédimentaire). Pour les boundstones, une classification dérivée, plus détaillée, a été proposée par Embry et Klovan (1971, fiche 61). L'intérêt majeur de la classification de Dunham est qu'elle positionne les microfaciès en termes d'**énergie du milieu** (fiche 62).

+ ——— Énergie ———→ –

Grainstone → Packestone → Wackestone → Mudstone

Les producteurs carbonatés néritiques : les associations Heterozoan et Photozoan

La production carbonatée benthique est très diversifiée sur les plates-formes. On peut cependant distinguer deux grands types dont la répartition spatiale est commandée par la température et la salinité. Initialement décrites par Lees (1975), sous les termes de **Foramol** et **Chlorozoan**, ces deux associations ont été renommées par James (1997), **Heterozoan** et **Photozoan**, afin d'insister sur la photo-dépendance de la seconde.



Les principaux constituants des associations Heterozoan et Photozoan

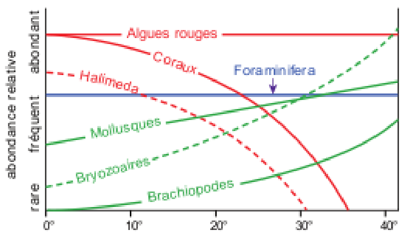
L'association Heterozoan est constituée principalement de foraminifères benthiques et de mollusques (d'où l'ancien nom Foramol) ; la minéralogie est majoritairement calcite et calcite Mg. L'association Photozoan est caractérisée par les algues vertes (Chlorophycées) et les coraux (Zoanthaires) d'où l'ancien terme (Chlorozoan). La minéralogie est dominée par l'aragonite. Les particules inorganiques ne se répartissent pas de façon indépendante : les ooïdes (oolithes au sens large) et les agrégats ne se forment qu'avec l'association Photozoan à laquelle les pellets sont aussi plus fréquemment associés.

Influence de la température

L'association Photozoan se développe au-dessus de 22 °C. Entre 18 et 22 °C, il y a mélange des associations, et l'association Heterozoan se développe en dessous de 18 °C.

Influence de la salinité

Les deux associations se développent pour des salinités comprises entre 32 et 43 ‰. Pour des salinités supérieures à 40 ‰, les coraux disparaissent alors que les algues vertes persistent (faciès Chloralgal).

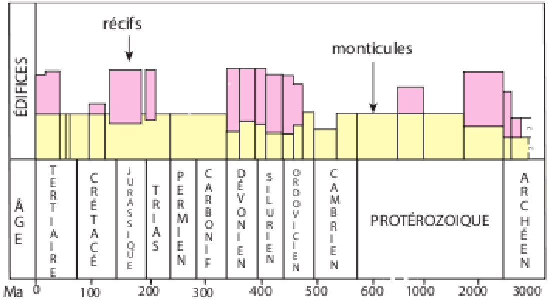


Abondance des différents producteurs des associations Photozoan (rouge) et Heterozoan (vert) en fonction de la latitude

Les deux associations se développent entre 60 à 70 ° de latitudes nord et sud, l'association Heterozoan aux moyennes et hautes latitudes, l'association Photozoan aux basses latitudes.

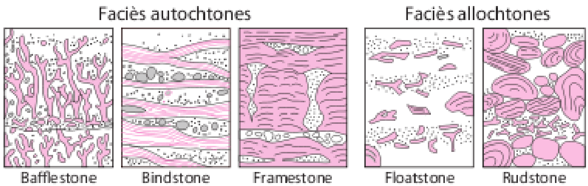
fiche 61

Récifs et sédimentation récifale



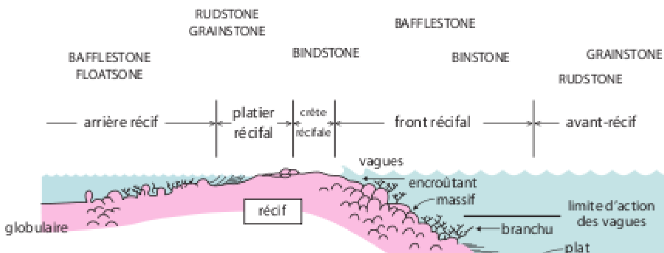
Récifs et monticules

Les récifs (fiche 213) sont constitués d'éléments coloniaux de grande taille (> 5 cm). Les monticules, plus fréquents, sont des édifices, de milieu plus calme, construits par des formes petites ou solitaires. Les constructeurs des récifs ont varié au cours du temps : Tétracoralliaires et Tabulés au Primaire et Hexacoralliaires du Secondaire à l'Actuel. S'y ajoutent algues calcaires, bactéries encroûtantes et cyanobactéries, éponges calcaires et stromatoporidés. Les monticules comportent les édifices coquilliers qui présentent les mêmes organismes (plus petits) que les récifs et les édifices microbiens constitués de stromatolithes et thrombolites (cyanobactéries), de bactéries encroûtantes (calci-microbes)



Classification des microfaciès récifaux

C'est une extension de la classification de Dunham (fiche 59) qui distingue les faciès autochtones où les constructeurs sont en place (cœur du récif) et les faciès allochtones (constructeurs fragmentés et transportés) des flancs et de l'avant récifs.

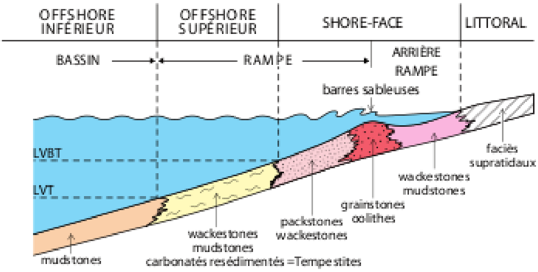


Répartition des différentes formes de constructeurs et des microfaciès dans un récif

En fonction de l'énergie croissante du milieu se succèdent les formes plates, branchues, massives en dômes puis encroûtantes.

Les modèles de faciès des plates-formes

Les (micro)faciès peuvent être regroupés en associations caractéristiques d'un environnement de dépôt. Ces associations sont la base des modèles de faciès qui permettent de reconstituer les paysages au moment du dépôt. Le modèle de dépôt représente la succession horizontale théorique, logique, des faciès pour un environnement donné.

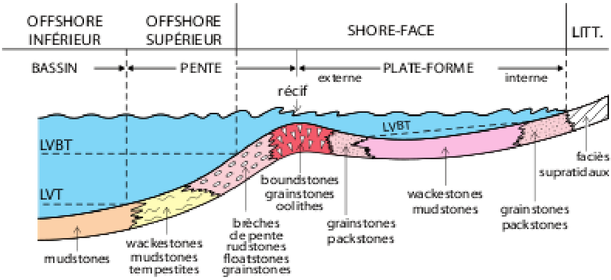


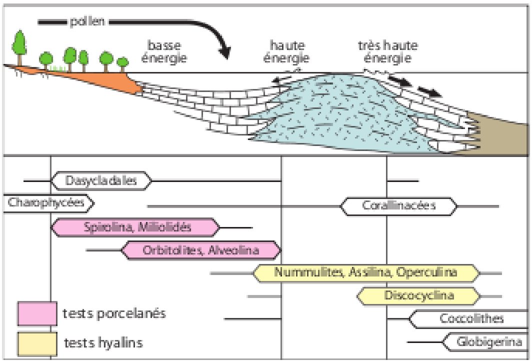
Répartition des microfaciès carbonatés dans le cas d'une rampe

La transposition sur une verticale des associations conduit à une **séquence virtuelle** qui permet de décrire l'évolution temporelle des faciès. C'est la base de l'**analyse séquentielle.**

Répartition des microfaciès carbonatés dans le cas d'une plate-forme barrée par un récif

LVBT = limite des vagues de beau temps
LVT = limite des vagues de tempête





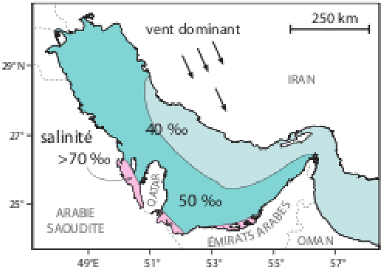
Écozonation des plates-formes carbonatées à l'Eocène (modèle d'Arni, 1965)

Les modèles sédimentologiques de faciès peuvent être complétés par les données paléo-écologiques.

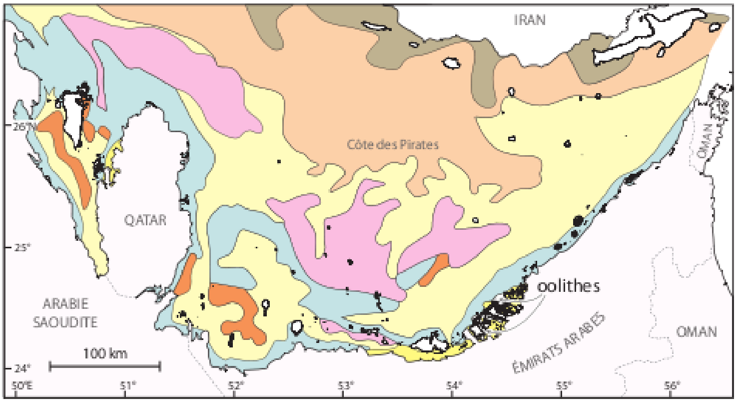
Sur le terrain, une première approximation des environnements peut être faite sur la base de deux types facilement identifiables : les foraminifères à test porcelané, d'aspect blanchâtre, (Milioles, Alvéolines, etc.) caractérisent les environnements peu profonds tandis que les foraminifères à test hyalin, d'aspect vitreux gris (Nummulites, Operculines, Discocyclines) sont typiques des milieux distaux ouverts vers le large (fiches 59 et 86).

fiche 63

Un exemple actuel de rampe carbonatée : le sud du Golfe Persique



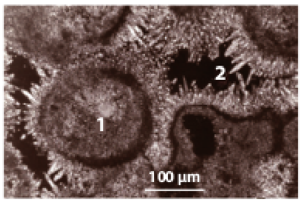
Le Golfe Persique est un bassin asymétrique, la plus grande profondeur (< à 100 m) est rejetée vers la zone tectoniquement active de l'Iran. La dissymétrie se marque dans la sédimentation (détrique au nord : sables et marnes, et carbonatée au sud) et dans les salinités qui atteignent plus de 70 ‰ dans les lagons de la côte sud.



La distribution des faciès carbonatés sur la rampe de la Côte des Pirates

La rampe (pente < 35 cm/km) présente :

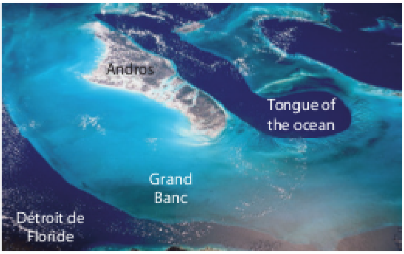
1 - Faciès d'arrière rampe : Sabhas évaporitiques vers le continent ; sables bioclastiques et boues à pellets dans les lagons protégés.
2 - Faciès de rampe peu profonde de haute énergie : Barres sableuses oolithiques et bioclastiques.
3 - Faciès de rampe profonde : Grainstones/packestones à mollusques et foraminifères passant en profondeur à des sables boueux bioclastiques (wackestones).
4 - Faciès de bassin : Marnes à coccolithes et mollusques avec plus de 20 % de terrigène en provenance du Tigre, de l'Euphrate et de l'Iran).



Grès de plage (Abu Dhabi)

Dans le domaine d'arrière rampe et de rampe peu profonde, les sables et boues à pellets (1) présentent des lithifications précoces (grès de plage ou *beach-rocks*) réalisées par des aiguilles d'aragonite (2).

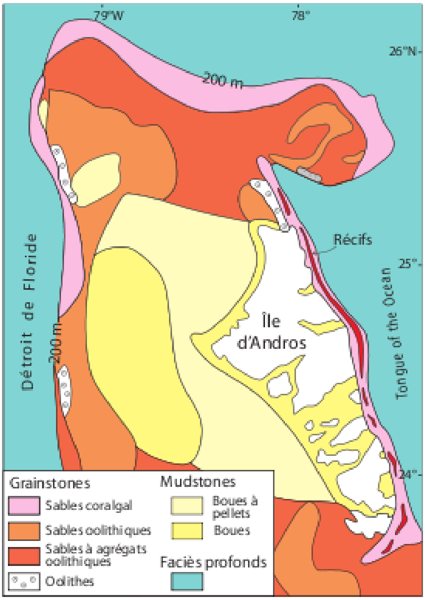
Un exemple actuel de haut-fond carbonaté : le Grand Banc des Bahamas



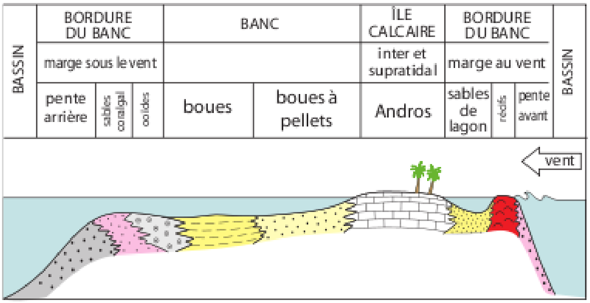
Vue aérienne du Grand Banc

Le grand Banc est une vaste zone (96 000 km²), peu profonde (< à 6 m le plus souvent, couleur bleu clair), de sédimentation carbonatée. Le grand banc est limité par des failles très pentues (> 60 °) qui donnent accès à l'océan profond (couleur bleu foncé).

La température de l'eau oscille de 22 à 31 °C. Les marées provoquent un mouvement alternatif de l'eau vers l'extérieur et l'intérieur du banc. La salinité, normale en bordure, peut atteindre 46 ‰ à l'intérieur mais l'intensité des pluies estivales (100 à 150 cm/an) empêche la formation d'évaporites et peut conduire à des dessalures.



Répartition des faciès dans le Grand Banc



Coupe transversale du Grand Banc

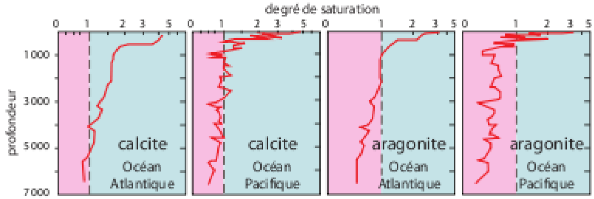
Les sédiments sont grossiers (grainstones, oolithes) à la périphérie (haute énergie due aux vagues et marées) et fins (boues) dans la partie centrale protégée. Le dispositif est dissymétrique du fait de la présence de l'Île d'Andros et du développement des récifs sur la façade au vent et de leur absence sur la façade sous le vent.

Les Whitings

Un blanchiment des eaux se produit assez fréquemment aux Bahamas. Il s'agit d'une précipitation soudaine d'aragonite en fines particules qui restent en suspension (plusieurs milligrammes par litre). Le phénomène a été longtemps considéré comme une précipitation directe mais l'intervention de bactéries est de plus en plus suspectée.

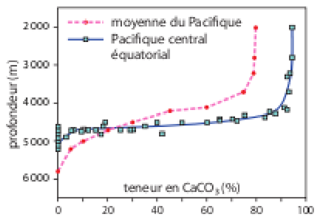
La sédimentation pélagique : lysocline et CCD

Au contraire des eaux de surface, les eaux profondes deviennent très vite sous-saturées en $CaCO_3$. La logique de la sédimentation pélagique repose donc sur cette dualité : une production dans des eaux de surface sursaturées et une sédimentation (chute et dépôt) dans des eaux sous-saturées .



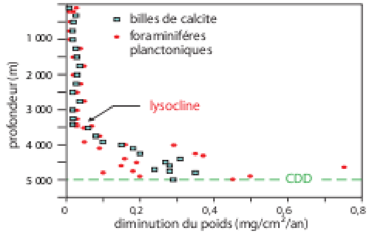
Évolution du degré de saturation de l'eau de mer en $CaCO_3$

La sous-saturation est plus précoce pour l'aragonite que pour la calcite. Le Pacifique est plus rapidement sous-saturé que l'Atlantique.



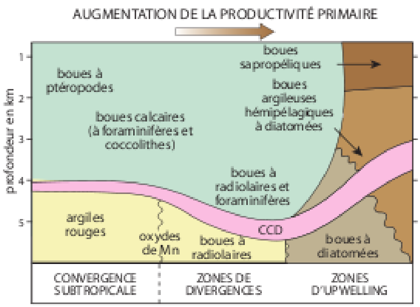
Évolution de la teneur des sédiments

Le teneur en $CaCO_3$ des sédiments chute brutalement entre 4 000 m et 4 200 m. Les carbonates disparaissent totalement à partir de 4 800 m.



Lysocline et CCD

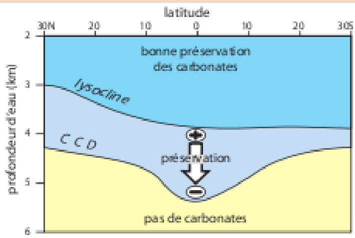
Perte de poids pour des billes de calcite et des foraminifères immergés à différentes profondeurs.



Influence de la production primaire et de la profondeur sur la sédimentation pélagique

En dessous de la CCD, il n'y a qu'une sédimentation siliceuse : argiles rouges des grands fonds, boues à radiolaires et boues à diatomées.

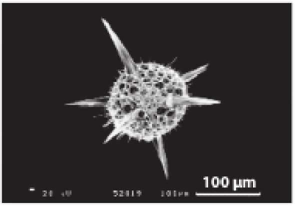
La lysocline correspond à la profondeur où la dissolution augmente rapidement, la CCD (*Calcite Compensation Depth*, niveau de compensation de la calcite) à celle où la dissolution est complète. Pour l'aragonite, il existe aussi une lysocline et une ACD à des profondeurs moindres (-3 000 m pour l'ACD).

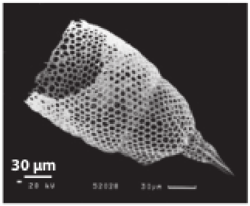


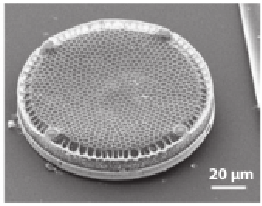
Influence de la dissolution sur la qualité de l'enregistrement sédimentaire

Les producteurs de minéraux biogènes du domaine Pélagique

Les producteurs pélagiques de silice



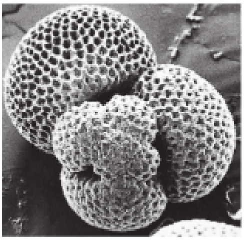




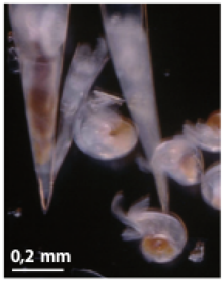
Radiolaires
Exemples du Quaternaire (125 000 ans) de Méditerranée (sud de la Crète).
À gauche, Radiolaire Spumellaire, à droite Radiolaire Nacellaire.

Diatomées

Les producteurs pélagiques de carbonates

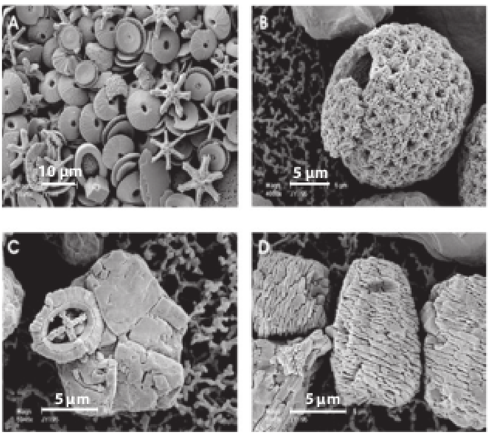


Foraminifères planctoniques (calcite)
Échantillon sub-actuel de Méditérranée Orientale (genre Globigerinoïdes) grossissement x 100.



Ptéropodes (aragonite)

Ces gastéropodes pélagiques sont les seuls producteurs d'aragonite du domaine pélagique. Ils ne se fossilisent qu'au-dessus de l'ACD (boues à Ptéropodes, fiche 65). Certains pensent que l'acidification de l'océan, liée à l'augmentation du taux de CO_2, pourrait induire leur disparition.



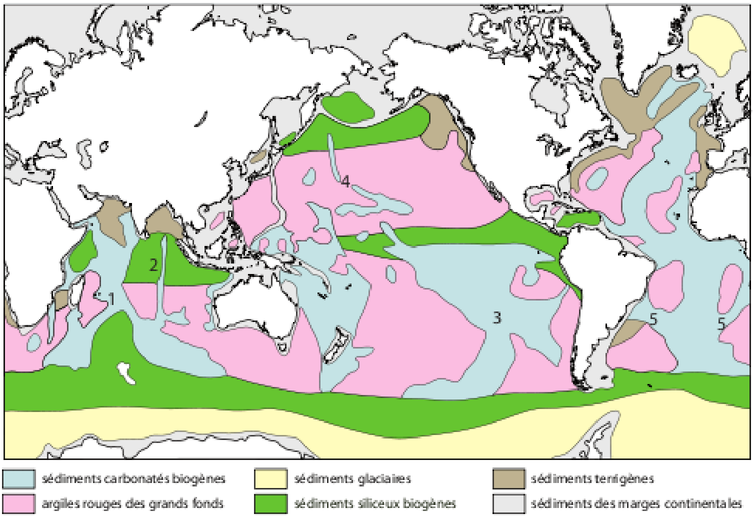
Nannoplancton (calcite)

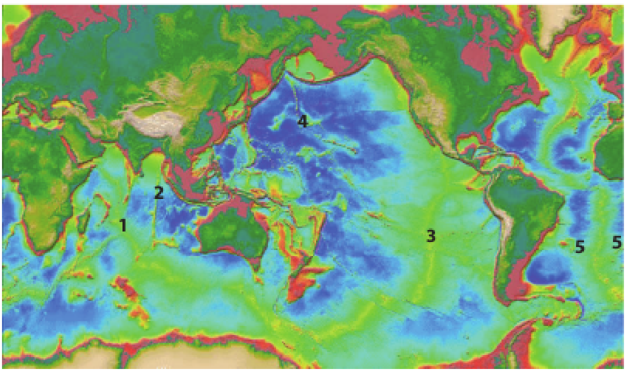
A - Nannofossiles calcaires du Pliocène méditerranéen : coccolithes et discoasters (forme étoilée, *incertae sedis*).
B - *Thoracosphaera opercula* (Dinoflagellé calcaire, forme opportuniste du Danien inférieur).
C - *Braarudosphaera biglowi*, nannolithe (*incertae sedis*) opportuniste du Danien inférieur (un coccolithe est piégé sur le nannolithe).
D - *Nannoconus* : nannolithe (*incertae sedis*) dominant dans les faciès du Crétacé inférieur.

fiche 67

Répartition des différents types de sédiments dans l'océan actuel

Sédimentologie





1 - Point triple des dorsales indiennes et ride de Carlsberg.
2 - Ride de 90° Est.
3 - Point triple des dorsales pacifiques et de la dorsale du Chili.
4 - Alignement Hawaii - Chaîne de l'Empereur
5 - Rides du Rio Grande et de Walvis.

La répartition des sédiments océaniques, comparaison avec la topographie des fonds

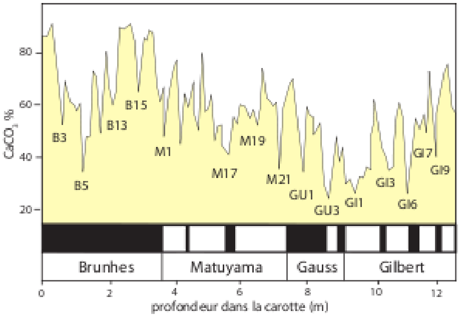
La répartition de la sédimentation océanique profonde est commandée par deux types de facteurs :

1 - le climat qui se démarque par trois ceintures latitudinales de haute productivité siliceuse : une ceinture équatoriale à radiolaires et deux ceintures péri-polaires à diatomées ;

2 - la profondeur de dépôt. Sur les fonds sous la CCD (en bleu foncé sur la carte topographique) se déposent les argiles rouges des grands fonds tandis que sur les fonds au-dessus (en jaune et vert sur la carte topographique) se déposent les carbonates biogènes. La sédimentation carbonatée souligne ainsi le tracé des dorsales et des rides (Rio Grande -Walvis, Ride 90° Est, Hawaii-Chaine de l'Empereur, fiches 163 et 164).

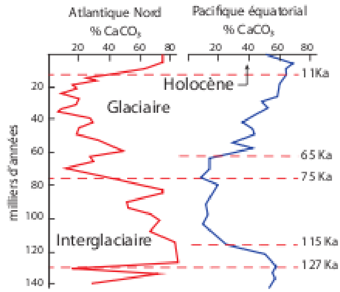
Le contrôle climatique de la sédimentation pélagique

L'idée d'un contrôle climatique de la sédimentation pélagique, en relation avec les fluctuations de l'orbite terrestre, a émergé dès la fin du XIX[e] siècle. Dès 1895, G.K. Gilbert interpréta les doublets marne-calcaire des séries alternantes du Crétacé du Colorado comme des cycles climatiques et leur attribua la durée d'un cycle de précession (21 000 ans, fiche 29).



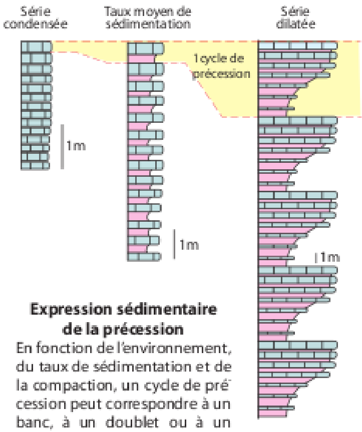
Les cycles de teneurs en $CaCO_3$ des sédiments pélagiques au Quaternaire

Ces fluctuations se retrouvent dans tous les océans et permettent des corrélations stratigraphiques. Les cycles sont repérés par un sigle composé de l'initiale de l'époque magnétique et d'un chiffre indiquant le rang dans l'époque. L'analyse de ces fluctuations montre des périodicités de type Milankovitch qui confirment le contrôle climato-orbital.



Les cycles de teneurs en $CaCO_3$ dans l'Atlantique et le Pacifique au Quaternaire

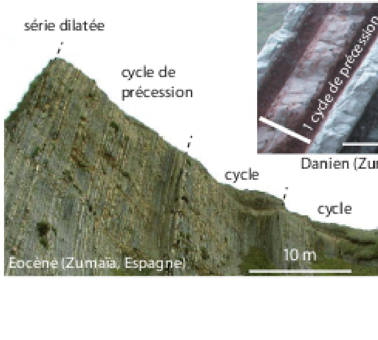
Les modalités du contrôle climato-orbital font encore l'objet de débats. Les fortes teneurs en carbonates correspondent aux interglaciaires dans l'Atlantique et aux périodes glaciaires dans le Pacifique. Les variations seraient liées aux fluctuations de production carbonatée dans l'Atlantique et aux modifications de l'intensité de la dissolution dans le Pacifique (océan plus profond).

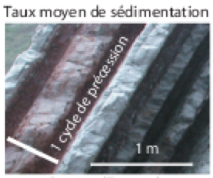


Expression sédimentaire de la précession

En fonction de l'environnement, du taux de sédimentation et de la compaction, un cycle de précession peut correspondre à un banc, à un doublet ou à un faisceau de bancs.

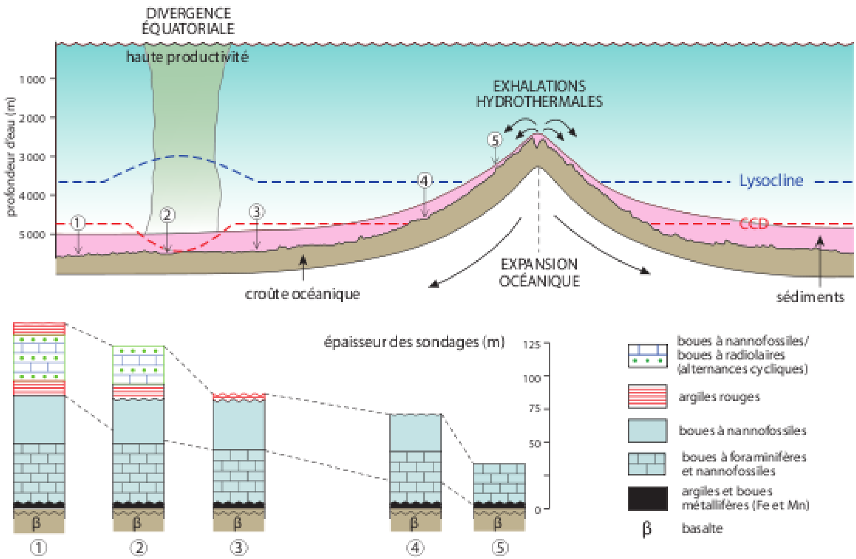
Dans les séries pélagiques anciennes, on peut utiliser les alternances lithologiques marnes-calcaires pour rendre compte des cycles des teneurs en $CaCO_3$. En utilisant les fréquences orbitales, on évalue les durées des séries, c'est la cyclostratigraphie (fiche 82).





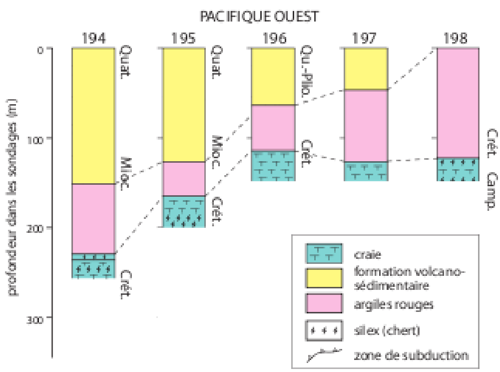
Danien (Zumaïa)

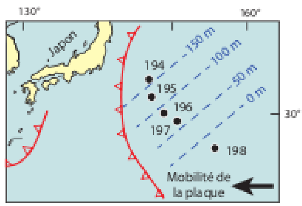
fiche 69 Sédimentation océanique, mobilité lithosphérique et fluctuations de la CCD



Évolution sédimentaire en fonction de la mobilité de la lithosphère

Au site ⑤, au-dessus du seuil de compensation des carbonates (CCD, fiche 65), se déposent des boues à foraminifères et nannofossiles. Au site ④, le passage sous la lysocline (subsidence) induit une raréfaction des foramifères (boues à nannofossiles). Les argiles rouges se déposent au site ③ sous la CCD. Le passage dans la zone de haute productivité équatoriale (site ②) se marque par un approfondissement de la CCD et par un retour des faciès biogènes, carbonatés ou siliceux (radiolaires). Le retour des argiles rouges au site ① indique la sortie de la zone équatoriale et la remontée de la CCD.

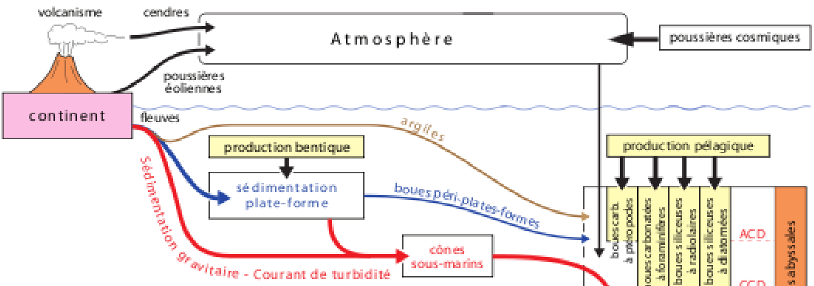


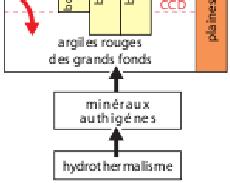


Dépôts volcano-sédimentaires

Le Japon est une source de matériel volcanique dans l'océan jusqu'à 1 000 km. L'épaisseur (en bleu sur la carte) et l'âge des premiers dépôts volcano-sédimentaires marquent l'avancement de la plaque Pacifique. Les premiers dépôts sont miocènes au site 194 (proche de la subduction) et plio-quaternaires au site 197.

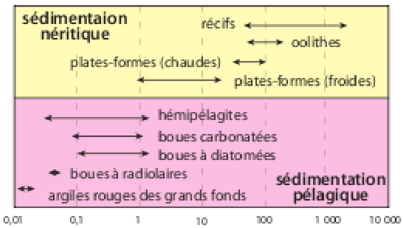
Bilan de la sédimentation carbonatée marine



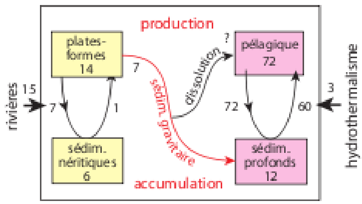


La sédimentation océanique

Deux domaines de sédimentation carbonatée s'opposent :
- le domaine pélagique, minéralogiquement (calcite) et biologiquement homogène (coccolithophoridés et foraminifères), à taux de sédimentation très faible mais qui s'étend sur une très grande surface ;
- le domaine néritique, où la minéralogie (calcite, calcite Mg et aragonite) et les communautés biologiques sont très hétérogènes. Sa surface est restreinte mais les taux de sédimentation sont très forts. Actuellement la production carbonatée marine se décompose en 17 % de néritique et 83 % de pélagique.

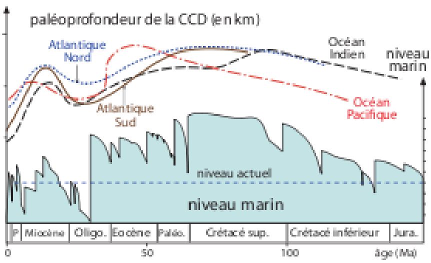


Taux de sédimentation (cm/1 000 ans)



Les flux de carbonates dans l'océan

Les flux sont donnés en 10^{12} moles de C par an sous forme de $(CaMg)CO_3$. Le système océanique est à l'équilibre (entrées = sédimentation). Le rapport pélagique/néritique est très différent pour la production (5,2) et pour la sédimentation (2).

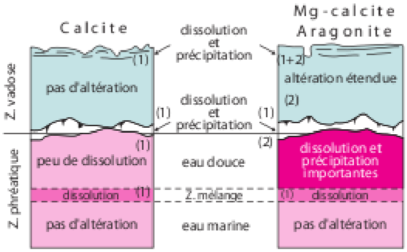


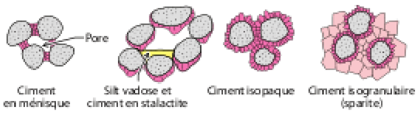
Variation de profondeur de la CCD

L'évolution de la profondeur de la CCD suit celle du niveau marin. Il y a une compétition entre les domaines pélagique et néritique vis-à-vis du $CaCO_3$. Durant les hauts niveaux marins, les plates-formes sont ennoyées et la sédimentation néritique se développe, la production pélagique se réduit induisant une remontée de la CCD. En bas niveau les plates-formes néritiques sont réduites, il y a plus de $CaCO_3$ disponible pour la production pélagique qui augmente et induit un approfondissement de la CCD.

La diagenèse

C'est un ensemble de processus physiques (compaction) et chimiques (dissolution/recristalisation) qui affectent les sédiments après leur dépôt. La diagenèse est donc en continuum avec la sédimentation (diagenèse précoce) et le métamorphisme auquel elle passe de façon transitionnelle. La diagenèse précoce est principalement le fait de processus biochimiques tandis que la diagenèse tardive correspond à des processus physico-chimiques, plus lents (compaction, transformation minéralogique, au cours de l'enfouissement.





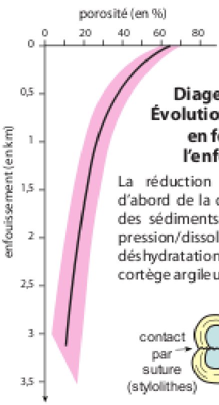
La diagenèse des carbonates néritiques

L'aragonite et la calcite magnésienne sont métastables et se transforment en calcite au cours de la diagenèse précoce car les carbonates néritiques se trouvent rapidement au contact d'une nappe phréatique d'eau douce. La calcite Mg disparait en premier. Les transformations sont plus importantes dans la zone phréatique que dans la zone vadose (au-dessus de l'interface air-eau) ; elles sont commandées soit par la pCO_2 (1), soit par les degrés de solubilité des minéraux (2).

Les différents types de ciments

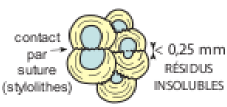
Les ciments de la diagenèse précoce (fiche 63) sont des marqueurs du paléoenvironnement. Les ciments anisotropes (et les silts carbonatés tapissant le fond des cavités) caractérisent la zone vadose, les ciments isotropes la zone phréatique.

Dans le domaine pélagique, la diagenèse précoce est réduite du fait de l'absence de carbonates métastables (production calcitique) et d'eau douce dans le milieu interstitiel. L'évolution diagénétique, principalement par compaction, peut donc se résumer à la succession : **boues —> craies —> calcaires**.

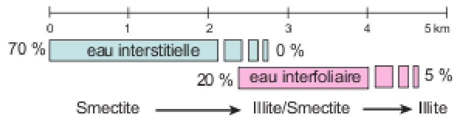


Diagenèse tardive Évolution de la porosité en fonction de l'enfouissement

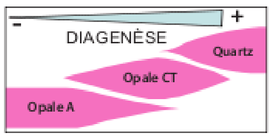
La réduction de porosité provient d'abord de la compaction mécanique des sédiments puis de processus de pression/dissolution (stylolithes) et de déshydratation qui modifient aussi le cortège argileux.



Pression/dissolution



Évolution de la déshydratation et du cortège argileux lors de l'enfouissement de sédiments marins

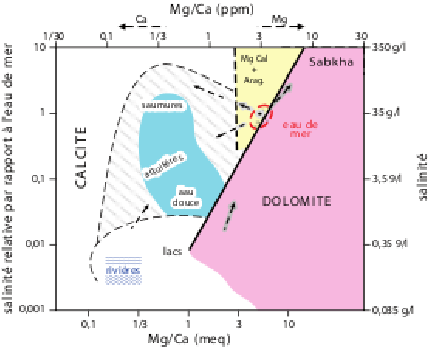


Évolution de la minéralogie de la silice sédimentaire au cours de la diagenèse

Les organismes sécrètent une silice hydratée amorphe (opale A) qui n'est pas en équilibre avec l'eau de mer et qui se transforme en opale CT évoluant ensuite en quartz.

Dolomies et dolomitisation

La dolomite ne précipite pas directement à partir de l'eau de mer car la forte hydratation de l'ion Mg rend difficile son incorporation dans un cristal. Elle se forme donc au dépend d'un précurseur calcitique ou aragonitique selon la formule : $2\ CaCO_3 + Mg^{2+} \dashrightarrow CaMg\ (CO_3)^2 + Ca^{2+}$
Cette réaction, qui est commandée par le rapport Mg/Ca du milieu, peut être précoce sous forme de protodolomite à petits cristaux ($Ca_{55}Mg_{45}(CO_3)_{100}$, diagenèse syn-sédimentaire) et faire croire à une origine primaire. Des dolomites tardives, à gros cristaux, se forment au cours de l'enfouissement.



Le domaine de formation des carbonates en fonction de la salinité et du Mg/Ca des eaux

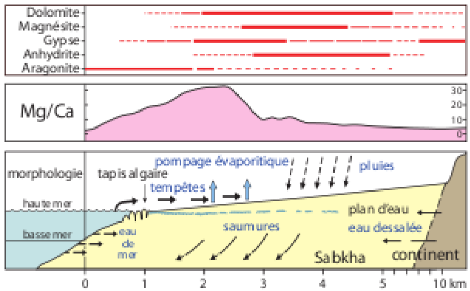
L'eau de mer correspond aux conditions de formation de l'aragonite et de la calcite Mg, et dans une moindre mesure de la dolomite. Aux faibles salinités, la dolomite peut se former pour des Mg/Ca proches de 1, aux fortes salinités, la formation nécessite des Mg/Ca élevés (5 à 10 dans les sabkhas).

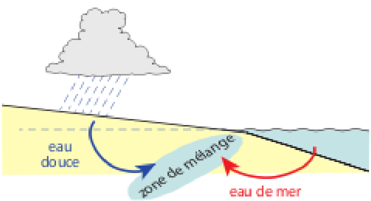
Les trois conditions de la dolomitisation :

1 - Le $CaCO_3$ est instable et se dissout.
2 - Les solutions sont sursaturées par rapport à la dolomite qui précipite.
3 - Il faut un renouvellement des ions Mg afin que le processus puisse se poursuivre.

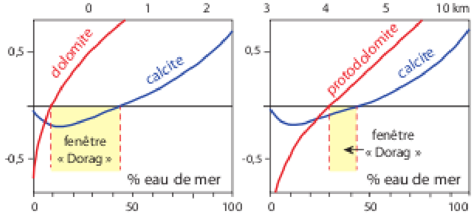
Un modèle de dolomite précoce de sursalure : la sabkha d'Abu Dhabi (fiche 63)

L'association avec les évaporites est bien connue (fiche 54), le modèle de sabkha en est une variante dont l'hydrologie est complexe même si la source du Mg est clairement marine. L'évaporation, la précipitation d'aragonite puis de gypse élèvent le Mg/Ca jusqu'à 35 dans les sédiments ce qui permet la précipitation de protodolomite.





Dolomites de faible salinit
Le modèle de mélange (*Dorag model*)

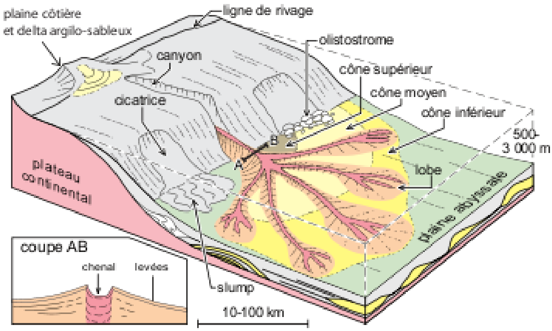


Le fait que des mélanges d'eau douce et de mer soient sursaturés par rapport à la dolomite et sous-saturés par rapport à la calcite et l'aragonite a conduit à différents modèles de dolomitisation par mélange (*Dorag* signifie « métis » en Persan). Très en vogue dans les années 1980, le model Dorag est remis en cause car la fenêtre de dolomitisation pour la protodolomite, forme qui précipite dans la nature, est très réduite (10 % de mélange).

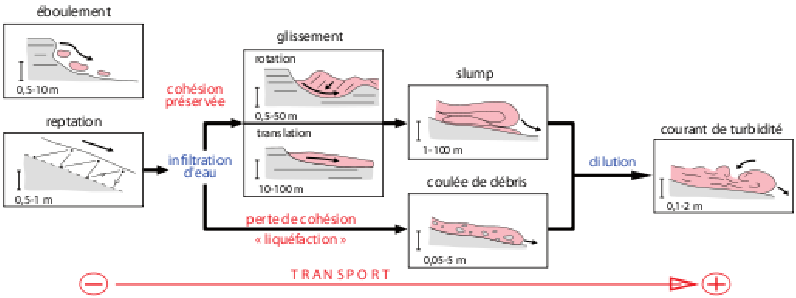
fiche 73

L'environnement de la sédimentation gravitaire

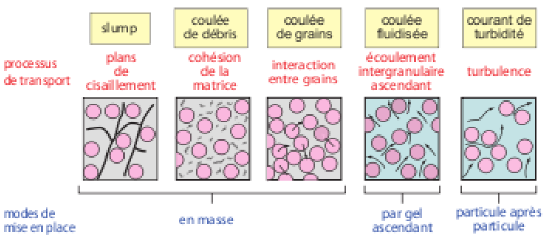
Les accumulations sédimentaires du rebord de la plate-forme et du talus continental sont instables, et sous l'action de la simple gravité ou suite à des séismes, sont évacuées vers le bassin sous forme de glissements en masse ou de courants de turbidités. Les sédiments dévalent la pente ou suivent les canyons sous-marins pour s'accumuler aux débouchés sous forme de cônes sous-marins (*deep sea fans*).



L'environnement de la sédimentation gravitaire
Processus gravitaires sur le talus (olistostrome et slump) et cône sous-marin développé à partir d'une source unique de matériaux argilo-sableux apportés par un delta et convoyés par un canyon sous-marin.

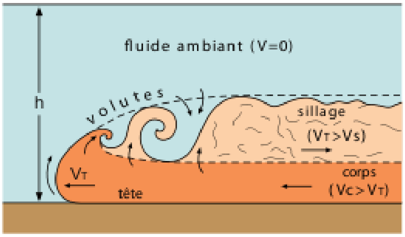


Les processus gravitaires
Les différents processus forment un continuum dont l'évolution correspond à une cohésion de moins en moins bien conservée du matériel et à une implication croissante des fluides.



Processus de transport, mécanismes de cohésion et de mise en place de différents types de dépôts gravitaires

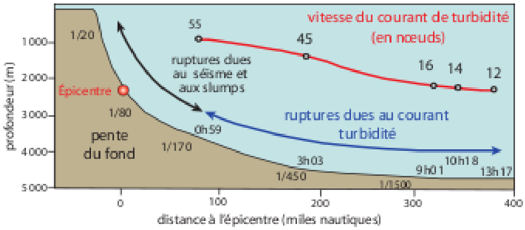
Les courants de turbidité



Un courant de turbidité

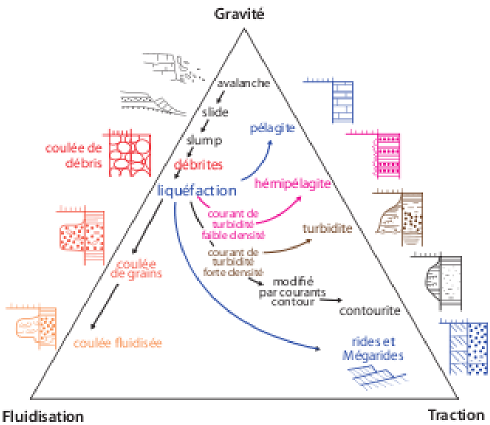
Un courant de turbidité est un type de courant de densité où la différence de densité avec le fluide ambiant est particulièrement forte du fait de la charge en particules. Fluide et particules se déplacent de concert et forment un ensemble qui constitue l'écoulement. Les volutes de la tête assurent une réinjection de fluide et de mélange avec le milieu ambiant.

VT : Vitesse de la tête; VC : vitesse du corps et VS : vitesse du sillage.



Vitesse et durée de vie d'un courant de turbidité Exemple du glissement sous-marin du grand banc de Terre-Neuve de 1929

La durée de vie d'un courant gravitaire est limitée par l'évolution de la pente et la réduction du contraste de densité avec le fluide ambiant par dépôt de sédiment et injection de fluide dans la tête du courant. En 1929, sur le grand banc de Terre-Neuve, un séisme a déclenché un glissement sous-marin qui a rompu une série de cables téléphoniques transatlantiques. Les horaires d'interruptions des communications entre l'Europe et l'Amérique ont permis de calculer les vitesses du courant de turbidité (> 100 km/h) et leurs évolutions. 1 mile nautique = 1852 m ; 1 nœud = 1 mile/h.



Les différents dépôts océaniques profonds

Les dépôts sont classés en fonction de l'importance jouée par la gravité, les fluides et les processus de traction.

Les mécanismes déclencheurs de la sédimentation gravitaire

Les séismes sont le processus majeur. La fréquence des turbidites peut être utilisée pour évaluer la paléo-sismicité.

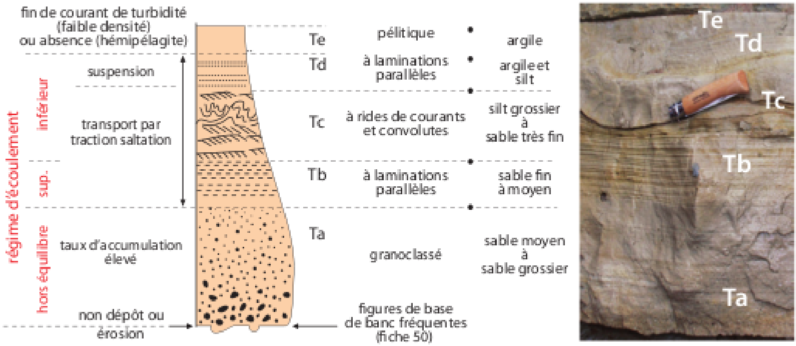
Cependant, la simple accumulation sédimentaire et la compaction peuvent aboutir à une instabilité sédimentaire.

On suspecte aussi un rôle des hydrates de gaz piégés dans les sédiments, qui en se déstabilisant (baisse de pression ou augmentation de température) produiraient un décollement favorisant le glissement. Ce processus pourrait expliquer la fréquence des dépôts gravitaires lors des bas niveaux marins (baisse de pression).

fiche 75

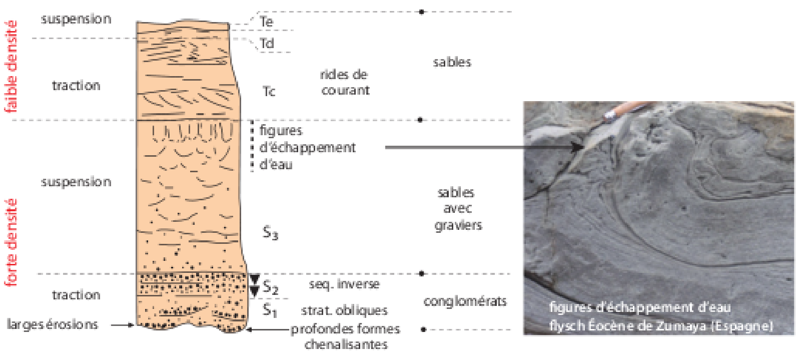
Les séquences turbiditiques : Bouma et Lowe

Les dépôts accumulés sous l'action de courants de turbidité présentent une continuité latérale pluri-kilométrique. A.H. Bouma (1962) a tenté de décrire l'organisation de ces dépôts en définissant une séquence élémentaire correspondant aux dépôts d'un courant de turbidité et en étudiant son évolution spatiale (fiche 76).



La séquence de Bouma : structures, régimes d'écoulements et granulomètries associès

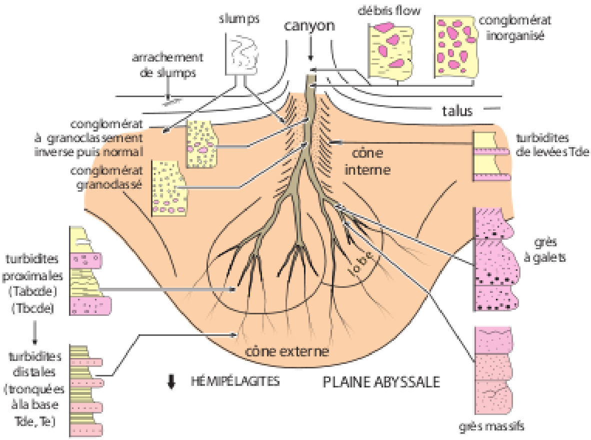
La compréhension de la dynamique de la séquence reste partielle. La base érosive est interprétée comme la trace du passage de la tête du courant. L'absence de structures du Ta serait liée à la concentration des grains. Les termes b, c et d présentent les structures classiques liées aux courants unidirectionnels. Le Te est un mélange de matériel turbiditique fin et de matériel pélagique. La photo représente une séquence de Bouma dans le flysch Éocène de Bidart (Côte Basque). La séquence complète Ta-e n'est que rarement observée dans les affleurements (fiche 76).



La séquence de Lowe caractéristique des turbidites massives

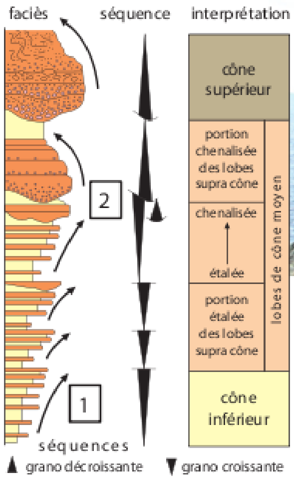
L'existence de turbidites massives a conduit à définir une autre séquence caractérisée par la distinction d'écoulements turbiditiques de forte et faible densités qui déposent, par vagues, la population granulométrique qui ne peut plus être maintenue en suspension. Dans les deux cas, on observe le passage d'une sédimentation dominée par les courants tractifs à une sédimentation par décantation lorsque la puissance de l'écoulement devient très faible.

Le modèle du cône sous-marin



Variation de l'expression des séquences gravitaires dans les différentes parties du cône sous-marin

Au niveau du chenal principal les dépôts sont grossiers (coulées de débris). Sur les bords, les levées correspondent aux faciès fins (Td et Te) de débordements. La séquence de Bouma ne s'exprime de façon complète que dans les chenaux secondaires. En s'éloignant, latéralement et longitudinalement, les séquences ne comportent plus que les termes fins (Tc, Td et enfin Te).





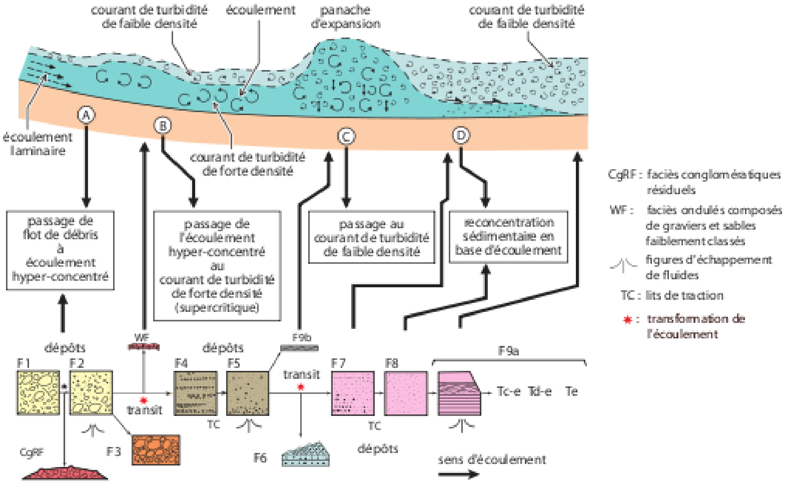


Organisation verticale des dépôts du cône sous-marin

Basé sur l'étude des affleurements anciens, ce modèle est remis en cause par les données sismiques sur les cônes actuels (chenaux méandriformes ne possédant pas de lobes, importance des systèmes chenaux-levées) mais il n'y a pas actuellement d'autre modèle synthétique satisfaisant. La photographie 1 montre le passage de la plaine abyssale au cône inférieur avec une organisation en séquences strato et grano-croissantes. La photographie 2 présente les faciès grossiers chenalisants du cône moyen supérieur. Les sigles F4 à F9 font référence aux faciès de Mutti (Fiche 77).

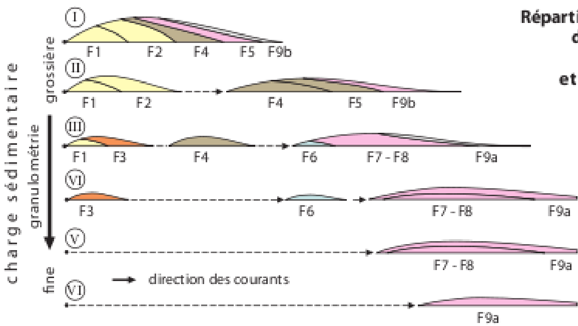
Les faciès gravitaires de Mutti

E. Mutti (1992) a réalisé une synthèse des phénomènes gravitaires prenant en compte l'ensemble des faciès connus et tentant de les relier aux variations de l'hydrodynamisme liées aux modifications de la topographie.



Modèle d'enchaînement des faciès gravitaires en relation avec l'hydrodynamisme

Neufs faciès sont individualisés et se répartissent en faciès de dépôts (grossiers F1-F2, moyens F4-F5 et fins F7-F9) et en faciès de transit (F3, F6). On passe d'un type à l'autre lors de la transformation de l'écoulement à la faveur des ressauts topographiques. Les conglomérats à matrice (F1-F2) correspondent aux flots de débris et aux écoulements hyperconcentrés, les cailloutis et sables grossiers (F4-F5) aux courants de turbidités de forte densité, les sables fins, silts et boues (F7-F9) aux courants de faible densité. La séquence de Lowe (Fiche 76) s'exprime dans les faciès F4-F5, celle de Bouma dans les faciès F7 à F9. Les zones de transit se marquent par des figures d'érosion, des conglomérats résiduels (CgRF, F3), des litages et des rides (F6) ou par des absences de dépôts.



Répartition des faciès en fonction de la granulométrie initiale de la bouffée gravitaire et de la distance de transport

• Point de dépôt initial

---▸ Transit sédimentaire

La baisse de la granulométrie induit une ségrégation des faciès et un développement des zones de transit.

Partie

4 Stratigraphie

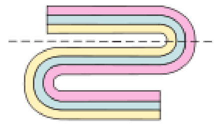


Stratification dans le Flysch Éocène inférieur (plage d'Itzurun, Zumaïa, Guispuscoa, Espagne). Les niveaux plus clairs, en relief, correspondent à des turbidites fines (termes c, d, e de Bouma), les niveaux plus sombres à des alternances de marnes hémipélagiques.
(*photo Maurice Renard*).

Stratigraphie

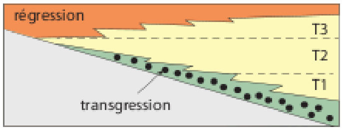
fiche 78 Principes de la stratigraphie : notions de biozone et chronozone

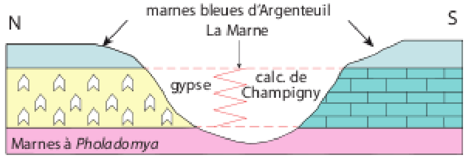
La stratigraphie reconstitue l'histoire de la Terre telle qu'elle est enregistrée dans les strates sédimentaires. Elle étudie l'organisation spatio-temprelle des dépôts pour dater les événements (**chronologie relative et numérique**). La stratigraphie établit des corrélations, définit des unités chronologiques pour aboutir à un calendrier : **l'échelle stratigraphique** (fiches 85 et 86). Historiquement, cette démarche est basée sur trois principes, qui ne sont que des concepts de réflexion, car leur application souffre de nombreuses exceptions.



Le principe de superposition

Les couches se déposent horizontalement, la plus basse est la plus ancienne. Ce principe est peu fonctionnel dans les zones tectonisées où les séries peuvent être inverses.

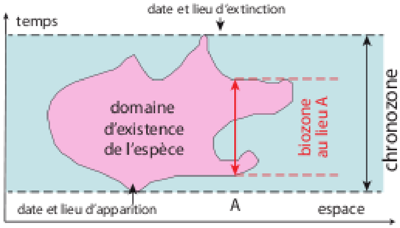




Le principe de continuité : une couche est de même âge sur toute son étendue.

Ce principe n'est vrai que si les limites de couches sont des isochrones. Le plus souvent, il s'agit de limites de faciès qui migrent dans le temps.

La découverte du **passage latéral de faciès** entre les gypses ludiens du Bassin de Paris et le calcaire de Champigny a conduit à reformuler ce principe : deux couches qui ont même mur et même toit sont de même âge.



Le principe d'identité paléontologique

Deux couches qui ont même contenu paléontologique sont de même âge. Cependant, l'absence d'une forme peut signifier, soit qu'elle n'existait plus, soit qu'elle n'a pas été fossilisée ou que les conditions écologiques étaient défavorables au lieu d'observation. C'est la distinction entre la **chronozone** (intervalle d'existence réelle de l'espèce) et la **biozone** (intervalle observé en un lieu).

Unités chronostratigraphiques	Unités géochronologiques
Éonothem	Éon
Érathem	Ère
Système	Période
Série	Époque
Étage	Âge

Les unités stratigraphiques

Il existe deux terminologies suivant que l'on fait référence aux couches (unités chronostratigraphiques) ou au temps pendant lequel elles se sont déposées. Dans la pratique, on mélange souvent les deux, en rouge les termes les plus utilisés (fiche 86).

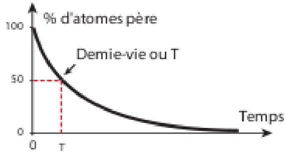


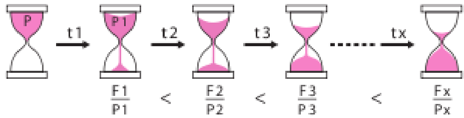
Étages et stratotypes

L'étage est l'unité stratigraphique de base, définie par une coupe de référence (le stratotype) et caractérisée par des critères lithologiques, paléontologiques et géochimiques. On définit maintenant des stratotypes de limites (**GSSP, *Global Boundary Stratotype Section and Point***, voir fiche 86)

La radiochronologie

Un isotope radioactif P (père) se désintègre progressivement en un isotope F (fils ou radiogènique). Chaque isotope est caractérisé par sa période T et sa constante de désintégration λ. Si le système est resté clos, on peut trouver son âge en dosant P et F et en appliquant la formule : **$t = 1/\lambda . \ln\,[1 + F(t)/P(t)]$.**



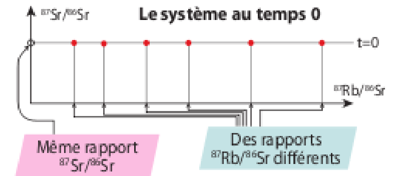


Le principe de la radiochronologie

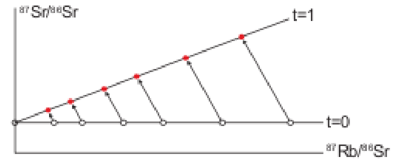
La méthode $^{87}Rb/^{87}Sr$

Le ^{87}Sr présent à l'instant t est égal au ^{87}Sr radiogénique (provenant de la désintégration du ^{87}Rb) et au ^{87}Sr non radiogénique (ne provenant pas de la désintégration du ^{87}Rb) qui était présent à l'instant 0 et dont Il est impossible de connaître la teneur.

Le système au temps 0

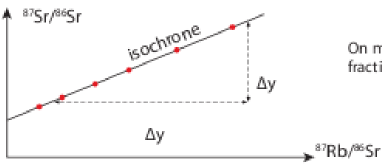


Il existe deux isotopes du strontium : le 87 qui peut être radiogénique et le 86 qui ne l'est jamais. La figure présente l'état pour les différents minéraux d'une roche.



L'évolution au cours du temps

Chaque échantillon voit son rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ diminuer et son rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ augmenter. Chaque échantillon se trouve alors sur une droite, dite isochrone, dont la pente est fonction du temps.



La datation

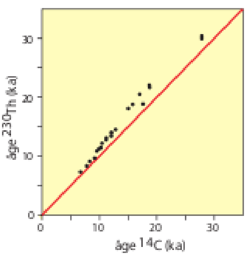
On mesure les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ de différents minéraux ou fractions de la roche, ce qui permet de tracer l'isochrone de pente p.

$$p = \Delta y/\Delta x = e^{-\lambda t} - 1 \quad \text{d'où } t = \ln(p+1)/\lambda$$

(λ Rubidium = $1{,}42.10^{-11}$)

La méthode Carbone 14

Le ^{14}C se forme dans la haute atmosphère et se désintègre en ^{14}N (T=5 600 ans). Le taux de ^{14}C reste constant chez les êtres vivants car il est renouvelé. Après la mort, la teneur en ^{14}C diminue en fonction de la période. Cette méthode de datation du Quaternaire récent (50 000 ans environ) ne nécessite que le dosage de l'élément père mais implique de connaître la teneur initale en ^{14}C qui est susceptible de variations en fonction de l'intensité du bombardement neutronique dans l'atmosphère.

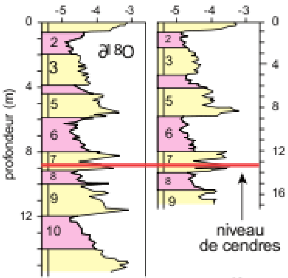


Comparaison des âges ^{14}C et uranium/thorium

Les datations comparées sur les coraux de la Barbade (Antilles) montrent que les datations ^{14}C sont sous-estimées à partir de 8 000 ans et doivent être corrigées (vieillies) du fait des variations du taux de production du carbone 14 dans la haute atmosphère.

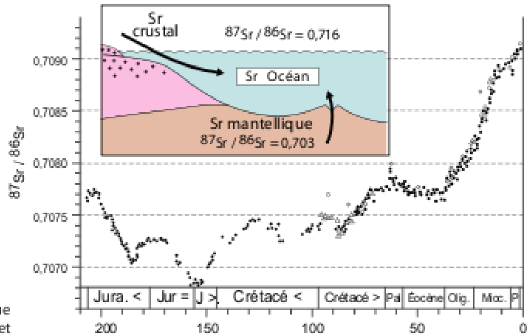
La chimiostratigraphie

Les variations temporelles des paramètres physiques ou chimiques de l'hydrosphère et de l'atmosphère sont enregistrées par les sédiments. La chimiostratigraphie utilise ces variations ($^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, teneurs en éléments traces) comme marqueurs stratigraphiques.



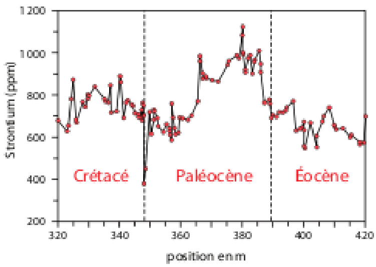
Corrélation par le $\partial^{18}O$

Corrélation entre deux carottes du Pacifique sur la base des stades isotopiques (fiche 30) et la présence d'un niveau de cendres.



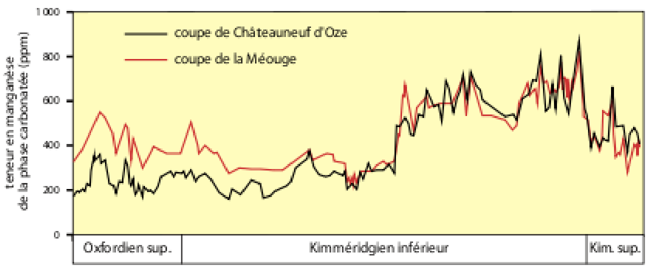
Évolution du rapport isotopique du strontium des carbonates

Cette évolution traduit l'importance relative de la source continentale (érosion) par rapport à la source mantellique (hydrothermalisme sous-marin, fiche 209).



Évolution des teneurs en strontium des carbonates pélagiques

Ce marqueur traduit les variations du rapport Sr/Ca de l'eau de mer. Les limites Crétacé/Paléocène et Paléocène/Éocène sont marquées par des accidents négatifs (Gubbio, Italie).

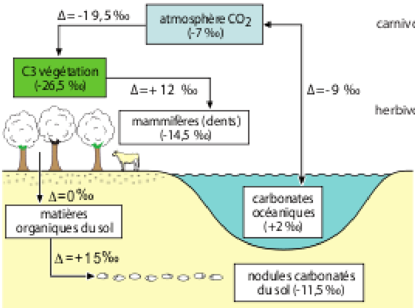


Corrélation sur la base des teneurs en manganèse

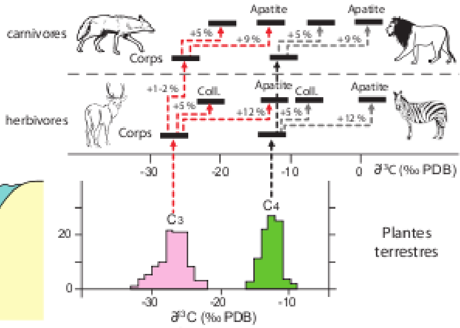
Cette comparaison entre deux coupes du Jurassique supérieur du sud-est de la France est réalisée grâce à une corrélation pic à pic, par un logiciel stratigraphique qui recalcule des taux de sédimentation homogène entre les points de calibrage.

Le rapport isotopique du carbone

C'est un outil stratigraphique majeur car il est peu sensible à la diagenèse et permet des corrélations entre séries marines et continentales. On définit le $\partial^{13}C$ de la même façon que le $\partial^{18}O$ par rapport au standard PDB1 (fiche 26).

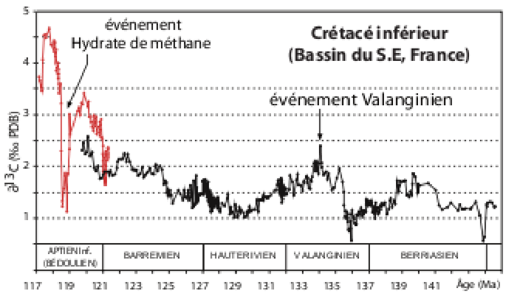


Le rapport isotopique des différents réservoirs de carbone



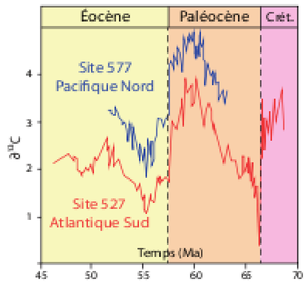
Évolution du $\partial^{13}C$ dans une chaîne alimentaire dans le cas de photosynthèse en C3 ou en C4

La matière organique (MO) pilote le système car son $\partial^{13}C$ est très négatif (la photosynthèse sélectionne le ^{12}C). Tout facteur intervenant sur ce réservoir se marque dans le $\partial^{13}C$ des autres. Le $\partial^{13}C$ des carbonates rend donc compte de la production et du devenir de la MO (fossilisation vs oxydation). Un événement isotopique du carbone survenant dans l'océan pourra être enregistré, via l'atmosphère, dans les sols, les tissus et les productions minéralisées des animaux continentaux et permettre des corrélations entre séries marines et continentales. Suivant le type de photosynthèse (C3 ou C4) le rapport de la MO est plus ou moins négatif. Quand les sources sont bien contrastées, on peut retrouver le régime alimentaire de vertébrés fossiles.



Évolution du $\partial^{13}C$ des carbonates

Les événements positifs (Valanginien, Aptien) sont liés à l'anoxie de l'océan (conservation de la MO et piégeage du ^{12}C). L'accident négatif de l'Aptien résulterait d'une déstabilisation d'hydrates de méthane libérant dans l'océan un méthane gazeux à $\partial^{13}C$ très négatif (-60 ‰).



Corrélation Atlantique-Pacifique

Ces évolutions sont globales. L'accident négatif de la limite K/T est dû à la chute de la production primaire lors de la crise biologique (fiche 87), celui de la fin du Paléocène à une déstabilisation d'hydrates de gaz liée à un réchauffement des eaux de fond.

fiche 82 La cyclostratigraphie

La cyclostratigraphie utilise les variations cycliques de la sédimentation (teneurs en carbonates (fiche 68), marqueurs géochimiques, susceptibilité magnétique) pour dater les séries sédimentaires en reliant ces fluctuations à celles des paramètres orbitaux telles qu'elles sont calculées par les astronomes. Le Pliocène méditerranéen a ainsi pu être daté à partir des séries alternantes de Sicile.

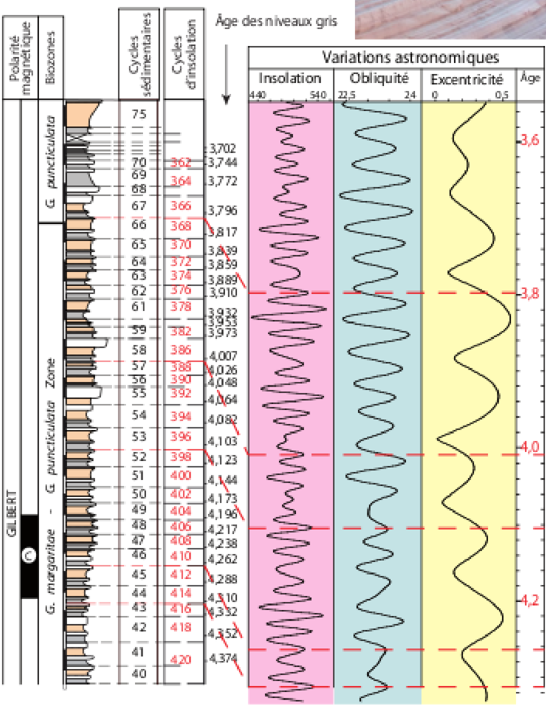
La coupe de Punta di Maiata

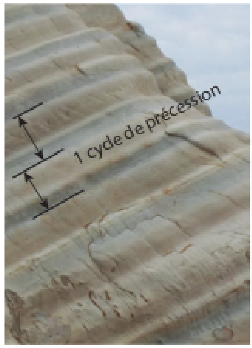
C'est l'un des affleurements du Capo Rossello (à l'ouest d'Agrigente, Sicile) qui compose la coupe synthétique ayant permis la datation « astronomique » du Pliocène.



Extrait de la charte de corrélation cycles sédimentaires/cycles orbitaux

Les cyles sédimentaires observables sur le terrain sont corrélés aux cycles orbitaux et à l'insolation ce qui permet une datation extrêmement fine des dépôts.





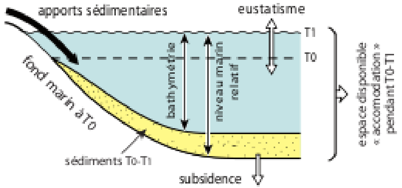
Les cycles de précession dans la coupe de Punta di Maiata

La précession s'exprime ici par un cycle sédimentaire métrique quadrichromique (gris, blanc, beige et blanc).

Si les corrélations avec les paramètres orbitaux sont bien établies, la compréhension des mécanismes reliant sédimentation, géochimie et insolation est encore très hypothétique et fait l'objet de nombreux travaux.

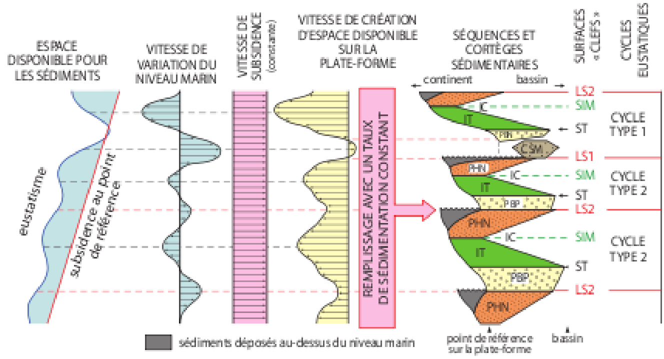
La stratigraphie séquentielle

La sismique, en permettant des observations à l'échelle d'un bassin, a mis en évidence le rôle pépondérant du niveau marin dans l'organisation des séries sédimentaires (**stratigraphie sismique**). L'intégration des faciès a donné naissance au concept plus géologique de **stratigraphie séquentielle**.



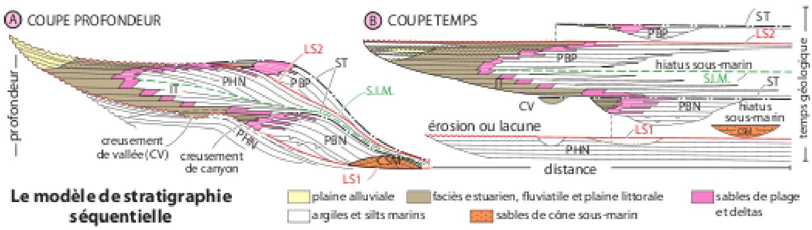
Le concept d'accommodation

La position des corps sédimentaires dépend de l'espace potentiellement disponible (accommodation). Quand l'espace se réduit sur la plate-forme, la sédimentation migre vers le bassin et vice-versa. La **subsidence** crée continuellement de l'espace. La variation absolue du niveau marin (**eustatisme**) augmente ou diminue l'espace. Les **apports sédimentaires** comblent cet espace.



Évolution spatio-temporelle des cortèges sédimentaires en fonction du niveau marin

C'est la vitesse de variation des phénomènes qui est déterminante. À court terme (< à 1Ma), seul le niveau marin absolu (eustatisme) présente des variations, c'est lui qui pilote le système. Les surfaces sédimentaires clés correspondent aux inversions de vitesse de création et réduction de l'espace disponible. Dans les cycles de type 1, il y a émersion sur la plate-forme, dans le type 2 il n'y a qu'une réduction de l'espace disponible. CSM : Cône Sous-Marin, PBN : Prisme de Bas Niveau, ST : Surface Transgressive, IT : Intervalle Transgressif, SIM : Surface d'Innondation Maximale (IC : Intervalle de Condensation), PBP : Prisme de Bordure de plate-forme, LS : Limite de séquence.

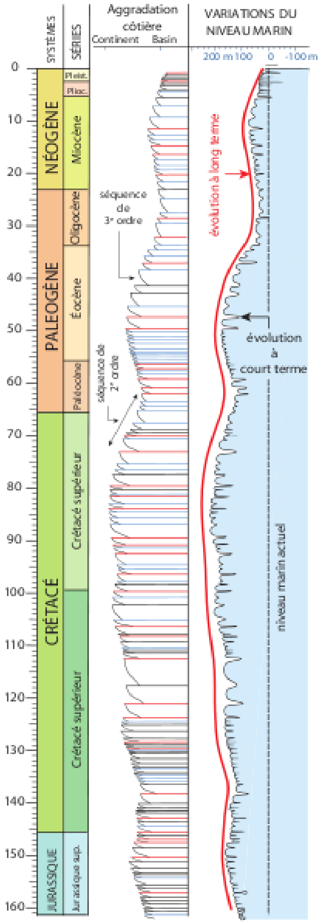


Le modèle de stratigraphie séquentielle

Représentation d'une séquence de troisième ordre (fiche 84). Les corps sédimentaires ont une forme sigmoïde et occupent une position variable sur le transect plate-forme/bassin en fonction du niveau marin. La notion de cortège sédimentaire est indépendante des faciès (il y a des faciès marins et continentaux dans chaque prisme). Noter l'importance des hiatus sur la coupe temps.

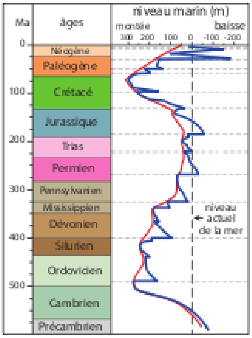
fiche
84 Les fluctuations eustatiques

À partir de la position des corps sédimentaires observables en sismiques (fiche 83), il est possible d'établir une courbe d'évolution du niveau marin (dite courbe de Vail ou d'Exxon). Elle correspond à la superposition de cinq ordres de fluctuations eustatiques dont les périodicités sont plus ou moins bien définies.



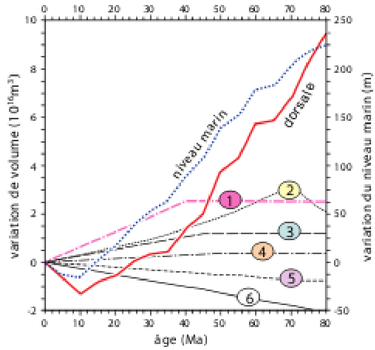
La charte des variations eustatiques

Les cycles de troisième ordre correspondent aux séquences sédimentaires décrites dans la fiche 83. D'une durée de l'ordre de 1 Ma, leur contrôle (tectonique ou climatique) est encore l'objet de discussions. Ils se décomposent en cycles de durées inférieures compatibles avec les fréquences de variations climatiques de type Milankovitch.



Les fluctuations des premier et second ordres

Ces variations sont sous contrôle de la tectonique globale. Il existe deux cycles de premier ordre (400 et 200 Ma) au cours des temps fossilifères (courbe rouge). Les hauts niveaux marins correspondent aux phases de fragmentations continentales, le bas niveau du Permo-Trias au continent unique (Pangée).
Ces cycles peuvent être déconvolués en cycles de second ordre (10 à 100 Ma) qui correspondent aux grandes variations des taux de subsidence.



Les causes des fluctuations eustatiques

Deux processus principaux : le glacio-eustatisme (diminution/augmentation du volume océanique en fonction du stockage d'eau dans les calottes glaciaires) et le tectono-eustatisme (déformation du bassin océanique par le volume de la dorsale, fiche 159). L'analyse de l'influence des différents paramètres depuis 80 Ma montre le rôle majeur du volume de la dorsale par rapport au volume des glaces (1), au volcanisme (2), aux collisions continentales (3), à la dilatation thermique de l'eau de mer (4), aux apports sédimentaires (5) et à la production carbonatée (6).

L'échelle stratigraphique internationale (1)

Éon	Ère	Période	Époque	Étage	GSSP	Âge numérique (Ma)
						Présent
Phanérozoïque	Cénozoïque	Quaternaire	Holocène		✓	0.0117
			Pléistocène	Supérieur		0.126
				Moyen		0.781
				Calabrien	✓	1.806
				Gelasien	✓	2.588
		Néogène	Pliocène	Piacenzien	✓	3.600
				Zancléen	✓	5.333
			Miocène	Messinien	✓	7.246
				Tortonien	✓	11.62
				Serravallien	✓	13.82
				Langhien		15.97
				Burdigalien		20.44
				Aquitanien	✓	23.03
		Paléogène	Oligocène	Chattien		28.1
				Rupélien	✓	33.9
			Éocène	Priabonien		38.0
				Bartonien		41.3
				Lutétien	✓	47.8
				Yprésien	✓	56.0
			Paléocène	Thanétien	✓	59.2
				Sélandien	✓	61.6
				Danien	✓	66.0
	Mésozoïque	Crétacé	Supérieur	Maastrichtien	✓	72.1 ±0.2
				Campanien		83.6 ±0.2
				Santonien		86.3 ±0.5
				Coniacien		89.8 ±0.3
				Turonien	✓	93.9
				Cénomanien	✓	100.5
			Inférieur	Albien		~ 113.0
				Aptien		~ 125.0
				Barrémien		~ 129.4
				Hauterivien		~ 132.9
				Valanginien		~ 139.8
				Berriasien		~ 145.0

Éon	Ère	Période	Époque	Étage	GSSP	Âge numérique (Ma)
						145.0 ± 0.8
Phanérozoïque	Mésozoïque	Jurassique	Supérieur	Tithonien		152.1 ± 0.9
				Kimméridgien		157.3 ± 1.0
				Oxfordien		163.5 ± 1.0
			Moyen	Callovien		166.1 ± 1.2
				Bathonien	✓	168.3 ± 1.3
				Bajocien	✓	170.3 ± 1.4
				Aalénien	✓	174.1 ± 1.0
			Inférieur	Toarcien		182.7 ± 0.7
				Pliensbachien	✓	190.8 ± 1.0
				Sinémurien	✓	199.3 ± 0.3
				Hettangien	✓	201.3 ± 0.2
		Trias	Supérieur	Rhétien		~ 208.5
				Norien		~ 228
				Carnien	✓	~ 235
			Moyen	Ladinien	✓	~ 242
				Anisien		247.2
			Inférieur	Olénékien		251.2
				Induen	✓	252.2 ± 0.5
	Paléozoïque	Permien	Lopingien	Changhsingien	✓	254.2 ± 0.1
				Wuchiapingien	✓	259.9 ± 0.4
			Guadalupien	Capitanien	✓	265.1 ± 0.4
				Wordien	✓	268.8 ± 0.5
				Roadien	✓	272.3 ± 0.5
			Cisuralien	Kungurien		279.3 ± 0.6
				Artinskien		290.1 ± 0.1
				Sakmarien		295.5 ± 0.4
				Assélien	✓	298.9 ± 0.2
		Carbonifère – Pennsylvanien	Sup.	Gzhélien		303.7 ± 0.1
				Kasimovien		307.0 ± 0.1
			Moyen	Moscovien		315.2 ± 0.2
			Inf.	Bashkirien	✓	323.2 ± 0.4
		Carbonifère – Mississippien	Sup.	Serpukhovien		330.9 ± 0.2
			Moyen	Viséen	✓	346.7 ± 0.4
			Inf.	Tournaisien	✓	358.9 ± 0.4

✓ « Clou d'or » (*Golden spike*) indiquant l'existence d'un stratotype de limite (GSSP, fiche 78)

fiche 86 L'échelle stratigraphique internationale (2)

Éon	Ère	Période	Époque	Étage	GSSP	Âge numérique (Ma)
						358.9 ± 0.4
Phanérozoïque	Paléozoïque	Dévonien	Supérieur	Famennien	✓	372.2 ± 1.6
				Frasnien	✓	382.7 ± 1.6
			Moyen	Givetien	✓	387.7 ± 0.8
				Eifelien	✓	393.3 ± 1.2
			Inférieur	Emsien	✓	407.6 ± 2.6
				Pragien	✓	410.8 ± 2.8
				Lochkovien	✓	419.2 ± 3.2
		Silurien	Pridoli		✓	423.0 ± 2.3
			Ludlow	Ludfordien	✓	425.6 ± 0.9
				Gorstien	✓	427.4 ± 0.5
			Wenlock	Homerien	✓	430.5 ± 0.7
				Sheinwoodien	✓	433.4 ± 0.8
			Llandovery	Télychien	✓	438.5 ± 1.1
				Aéronien	✓	440.8 ± 1.2
				Rhuddanien	✓	443.4 ± 1.5
		Ordovicien	Supérieur	Hirnantien	✓	445.2 ± 1.4
				Katien	✓	453.0 ± 0.7
				Sandbien	✓	458.4 ± 0.9
			Moyen	Darriwilien	✓	467.3 ± 1.1
				Dapingien	✓	470.0 ± 1.4
			Inférieur	Floien	✓	477.7 ± 1.4
				Trémadocien	✓	485.4 ± 1.9
		Cambrien	Furongien	étage 10		~ 489.5
				Jiangshanien	✓	~ 494
				Paibien	✓	~ 497
			Séries 3	Guzhangien	✓	~ 500.5
				Drumien	✓	~ 504.5
				étage 5		~ 509
			Séries 2	étage 4		~ 514
				étage 3		~ 521
			Terreneuvien	étage 2		~ 529
				Fortunien	✓	541.0 ± 1.0

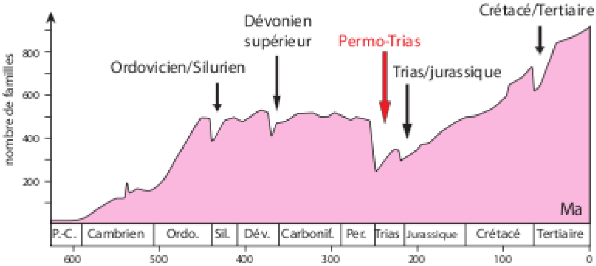
Éon	Ère	Période	GSSP / GSSA	Âge numérique (Ma)
				~ 541
Précambrien	Protérozoïque	Néoprotérozoïque: Édiacaran	GSSP	~ 635
		Néoprotérozoïque: Cryogénien	GSSA	850
		Néoprotérozoïque: Tonien	GSSA	1000
		Mésoprotérozoïque: Sténien	GSSA	1200
		Mésoprotérozoïque: Ectasien	GSSA	1400
		Mésoprotérozoïque: Calymmien	GSSA	1600
		Paléoprotérozoïque: Stathérien	GSSA	1800
		Paléoprotérozoïque: Orosirien	GSSA	2050
		Paléoprotérozoïque: Rhyacien	GSSA	2300
		Paléoprotérozoïque: Sidérien	GSSA	2500
	Archéen	Néoarchéen	GSSA	2800
		Mésoarchéen	GSSA	3200
		Paléoarchéen	GSSA	3600
		Éoarchéen	GSSA	4000
	Hadéen			~ 4600

« Clou d'or » (*Golden spike*) indiquant l'existence d'un stratotype de limite (GSSP, *Global Boundary Stratotype Section*, fiche 78). GSSA = *Global Standart Stratigraphic Age*.

Un logiciel interactif de données stratigraphiques (ISC : *Intelligent Stratigraphic Converter*) a été développé par B. Vrielynck (ISTEP – UPMC Paris). Il permet de retrouver tous les renseignements concernant un âge, une limite, un étage, un stratotype ou un GSSP. Il sera accessible à partir de septembre 2013 sur le site http://www.istep.upmc.fr et sur celui de la CCGM. (*Commission of the Geological Maps of the World*).

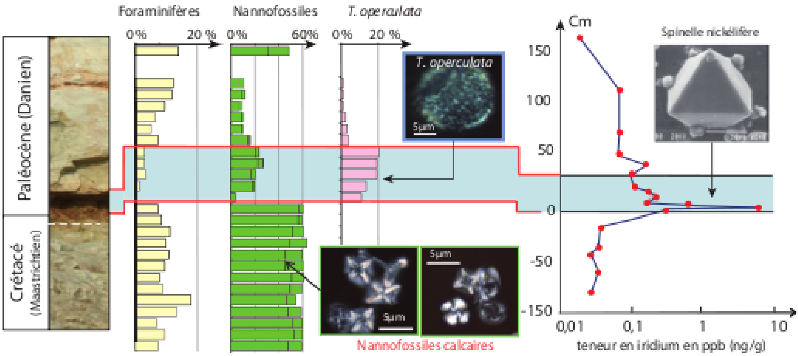
Les couleurs sont celles utilisées par la Commission de la Carte Géologique du Monde (CCGM, http://www.ccgm.org). Échelle réalisée par K.M. Cohen, S. Finney, P.L. Gibbard (ICS, *International Commission on Stratigraphy*, 2012)

Les grandes crises du monde vivant : la crise Crétacé/Tertiaire



Évolution de la diversité des familles marines au cours du Phanérozoïque

On observe cinq grandes crises : la crise Permo-Trias (50 à 57 % des familles disparaissent), celle de l'Ordovicien/Silurien (20 à 26 %), celle du Dévonien supérieur (21 à 22 %), celle de la limite Trias / Jurassique (22 à 23 %) et enfin celle du Crétacé/Tertiaire (15 à 16%) qui, malgré son impact médiatique (disparition des Dinosaures), est loin d'être la crise biologique la plus importante.



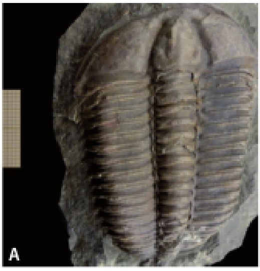
La crise Crétacé/Tertiaire dans la coupe de Bidart (France)

Au Pays Basque, la permanence d'un golfe profond (Golfe Aturien) a permis un enregistrement continu des événements de la limite K/T en milieu marin. La couche d'argile de la limite (± 15 cm) présente une diminution drastique des producteurs pélagiques (foraminifères et nannofossiles) tandis que des formes opportunistes comme le dinoflagellé *Thoracosphera operculata* prolifèrent. La couche d'argile est aussi le siège d'événements géochimiques (pic d'iridium et accident négatif du $\delta^{13}C$ lié à la chute de la production primaire, fiche 81) et d'une concentration de spinelles nickélifères.

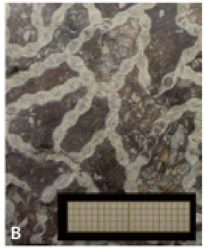
En 1980 à Gubbio (Italie), W. Alvarez, tenta d'évaluer la durée de la couche d'argile de la limite à partir du flux de matière cosmique. Comme marqueur, il utilisa l'iridium, élément absent de la croûte mais très abondant dans la matière cosmique. La concentration dans l'argile se révéla de l'ordre de 9 ppb contre 0,01 à 0,1 ppb les sédiments encadrants. Alvarez conclut à un apport massif exceptionnel de matière cosmique au passage K/T.

Ce travail donna naissance à une longue polémique entre partisans d'une origine mantellique (volcanique, fiche 210) et cosmique (impact de météorite) de l'Ir. La découverte de spinelles nickélifères (magnétites), à signatures géochimiques extraterrestres dans la couche à iridium de nombreux sites, dont Bidart, fait clairement pencher les données vers une origine cosmique de l'excès d'iridium (impact de Chicxulub (Mexique) daté de 65 Ma, fiche 5).

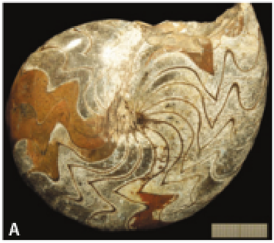
Quelques fossiles stratigraphiques du Primaire




Trilobites (arthropodes)
A - *Conocoryphe sulzeri* (Cambrien, Bohême, Tchèquie)
B - *Flexicalymene* sp. (Silurien, Ohio, USA)

Coraux (Cnidaires, Tetracoralliaires)
A - *Hexagonaria hexagona* (Dévonien, Ardennes, Belgique)
B - *Halysites catenularia* (Silurien sup., Gothland, Suède)



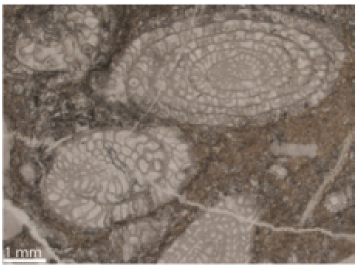

Mollusques céphalopodes
A - *Goniatites gweni* (Carbonifère (Tournaisien), Indiana, USA)
B - *Blakeoceras empiricum* (Dévonien, Bohême, Tchèquie)



Brachiopodes
Cyrtospirifer speciosus (Dévonien sup. (Eifélien), Ardennes, France).

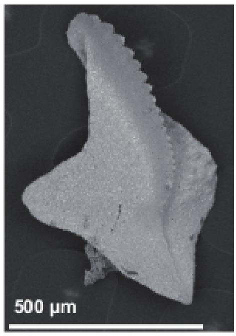


Hemichordés Graptolithes
Monograptus sp.
(Silurien sup., Ariège, France)



Foraminifères benthiques
Fusulines en lame mince
(Carbonifère-Permien)

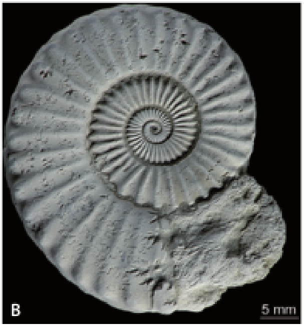
Collection de Paléontologie
UPMC



Chordés - Conodontes
Palmatolepsis quadrantinodosolobata
(Élément P1 au MEB)
Dévonien (Fammenien)

Quelques fossiles stratigraphiques du Méso-Cénozoïque







Mollusques Céphalopodes

A - Cératite (Trias de Madagascar)
B - Ammonite : *Dayiceras dayiceroides* (Jurassique (pliensbachien), Portugal)
C - Ammonite : *Ancyloceras matheroni* (Crétacé de Haute-Marne, France)



Échinodermes
Clypeaster aegyptiacus
(Pliocène, Égypte)



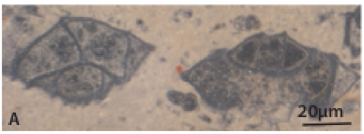
Mollusques
Hippurites radiosus
(Campanien, Charentes, France)

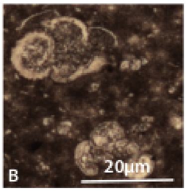


Brachiopodes
Terebratula grandis
Pliocène, France

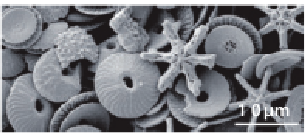


Céphalopodes
Belemnites hastatus
(Jurassique, Vendée, France)

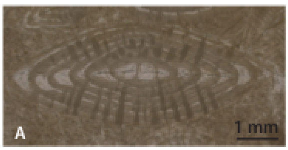


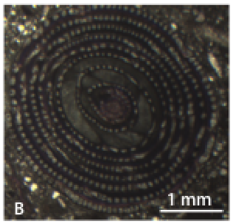


Foraminifères planctoniques
A - *Globotruncana* (Crétacé)
B - Globigérines (Tertiaire)



Nannofossiles
Coccolithes et Discoasters
(MEB, Pliocène)





Foraminifères benthiques
A - Nummulites (Éocène, Bassin de Paris) ; B - Alvéolines (Ilerdien, Corbières)

fiche 90

L'évolution de l'Homme

Homo sapiens neanderthalensis
(La Ferrassie, Dordogne, France)
50 à 70 000 ans

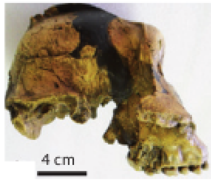




Homo sapiens sapiens
(Lautsh, Moravie)
32 000 ans



Homo floresiensis
(Ile de Flores, Indonésie)
95 000 à 17 000 ans
Forme naine d'*Homo erectus*



Paranthropus boisei
(Olduvai, Tanzanie) 1,75 Ma



Paranthropus aethiopicus
(West Turkana, Kenya) 2,5 Ma
Les *Paranthropus*

La coexistence des différentes espèces d'*Homo*

La découverte en 2004 d'*Homo Florensiensis* en Indonésie laisse supposer que les trois espèces, *Home erectus*, *Homo sapiens neanderthalensis* et *Homo sapiens sapiens*, aient coexisté dans cette partie du monde.



Homo ergaster
(Dmanisi, Géorgie) 1,8 Ma
Les *Homo erectus*

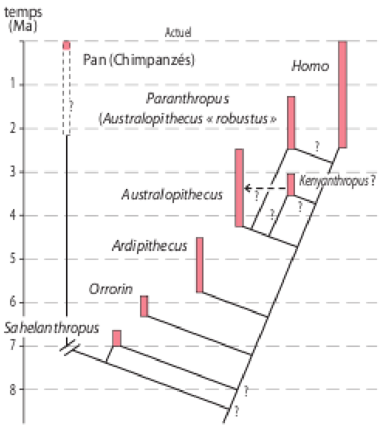
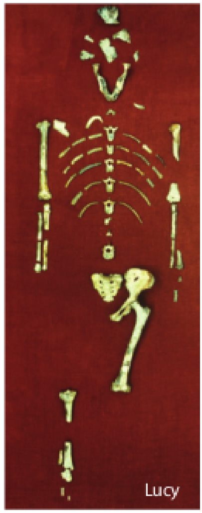


Schéma évolutif possible des Hominidés
Ce schéma rend compte des degrés relatifs d'apparentement à partir des données paléontologiques et biologiques et du caractère buissonnant de l'évolution des Hominidés.



Orrorin tugenensis
5,7 à 6 Ma, Collines Tugen (Kenya)
Le fémur montre une adaptation à la bipédie de type hominidés



Australopithecus afarensis
3 Ma (Éthiopie)
Petite taille (1 m)

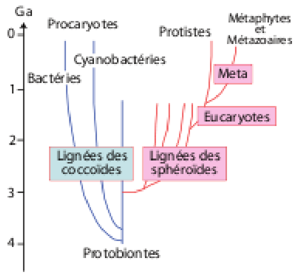
L'origine de la vie

Les hypothèses sur les mécanismes et les lieux d'origine de la vie terrestre

L'atmosphère
Origine photochimique
Les composés de l'atmosphère primitive, en solution dans l'océan, se combinent en donnant des molécules organiques sous l'action d'UV et de décharges électriques.
Expérience de Miller-Urey (1953)

Les sources hydrothermales
Origine thermochimique
Fonctionnement identique à la chaîne alimentaire chimiosynthétique des sources chaudes des dorsales.
Présence d'archéobactéries méthanogènes et extrêmophiles

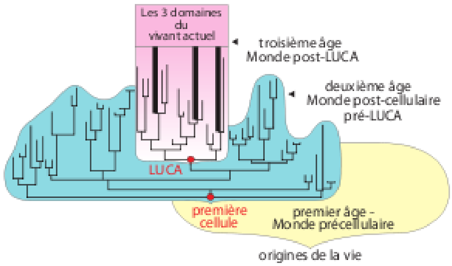
Le cosmos
Origine extra-terrestre
La Terre ensemencée en composés organiques par des météorites ou des comètes (panspermie).
Découverte de composés organiques dans les météorites, expériences de synthèses.



Les plus anciennes roches sédimentaires, datées de 3 800 Ma (formation de fer rubanée d'Isua au Groenland) ont un $\delta^{13}C$ (fiche 81) négatif qui pourrait être d'origine biologique. Des hydrocarbures, d'origine biologique non équivoque, ont été mis en évidence dans les cherts de Warrawoona (Australie, 3 000 à 3 300 Ma).

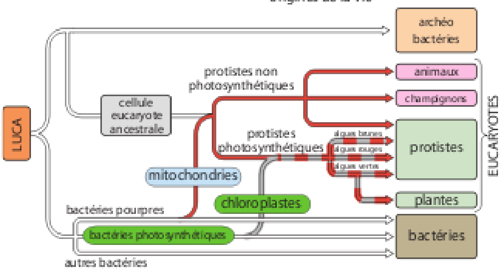
Évolution de la biosphère à partir de données géologiques

Les formes primitives sont les **coccoïdes** (équivalent des cocci chez les bactéries actuelles) qui apparaisent vers -3 800 Ma (certaines formes seraient photosynthétiques à partir de -3 500 Ma), les **sphéroïdes** (grappes de coccoïdes entourées d'une membrane) à l'origine de la cellule eucaryote (vers -2 000 Ma, théorie endosymbiotique) et les **stromatolithes** (cyanobactéries, apogée entre 1 700 et 550 Ma). Les Métazoaires doivent apparaître vers -1 000 Ma car ils sont déjà très diversifiés vers -620 Ma (faune d'Édiacara, Australie).

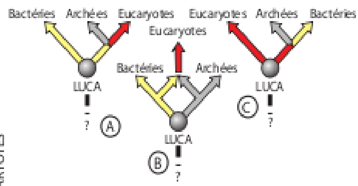


Les données de la biologie
Les archéobactéries (archées) et LUCA

Le premier âge issu de la chimie prébiotique inclut toutes les formes de vie non cellulaire. Le second regoupe les descendants de la première cellule et aboutit à l'émergence de **LUCA** (*Last Universal Common Ancestor*) qui initie la 3e étape qui aboutit aux trois domaines actuels : Bactéries, Archées et Eucaryotes.



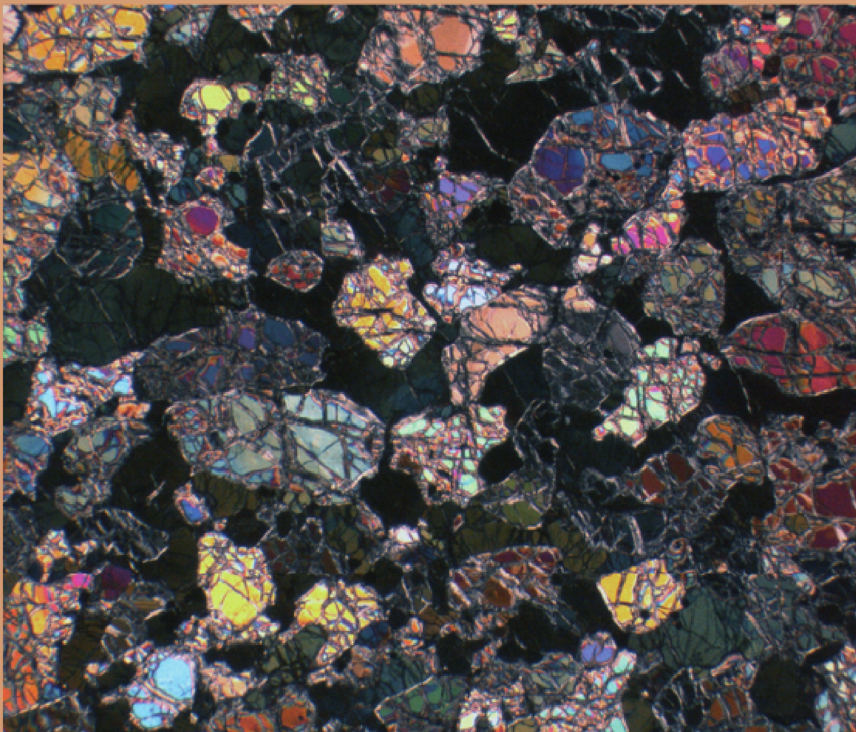
La théorie endosymbiotique



Les relations évolutives entre bactéries, archées et eucaryotes

La position de LUCA est encore discutée. En A, LUCA est dans la branche des bactéries. En B, LUCA conduit aux bactéries et aux archées qui donnent les eucaryotes par symbiose. En C, LUCA est de nature eucaryote.

Partie 5 Structure de la Terre et géodynamique globale



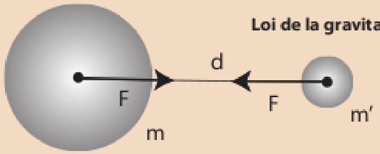
Le manteau représente une grande partie du volume de la Terre. Ses mouvements sont responsables de sa dynamique interne. Lame mince d'une roche provenant du manteau supérieur, une dunite du Wadi Qawasim, ophiolite d'Oman, en lumière polarisée analysée. Les cristaux millimétriques d'olivine sont emballés dans un clinopyroxène d'imprégnation (fiche 180) en position d'extinction (*photo Françoise Boudier*).

Structure de la Terre et géodynamique globale

fiche 92

L'attraction universelle et la masse de la Terre

1



L'attraction de deux masses m et m'

Loi de la gravitation de Newton ou **loi de l'attraction universelle**

$$F = G\frac{m.m'}{d^2}$$

F = force avec laquelle s'attirent deux masses ponctuelles **m** et **m'** séparées d'une distance **d**.
G = constante gravitationnelle.

2

Pour un objet de masse **m** situé à la surface de la Terre, à une distance **R** de son centre, on a :

$$F = G\frac{M_T}{R^2}m$$

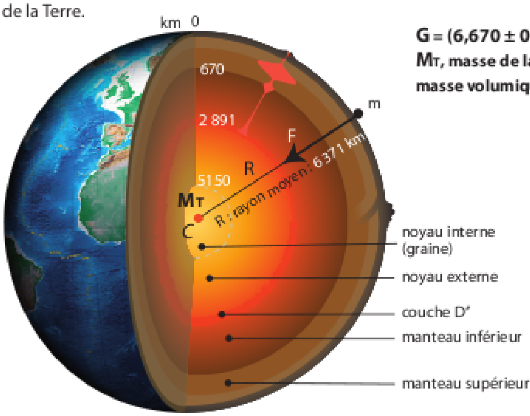
où M_T = masse de la Terre ramenée à son centre C.
On néglige ici la force axifuge due à la rotation de la Terre et l'attraction des astres voisins. Ces termes entrent cependant dans le calcul de la **pesanteur** (fiche 112).

3

Selon la seconde loi de Newton, la force d'attraction réciproque entre un objet de masse **m** situé à la surface du globe et la masse de la Terre placée en son centre C vaut : $F = mg_g$
g_g possède la dimension d'une accélération : elle est appelée **accélération gravitationnelle.**

On en déduit : $g_g = G\frac{M_T}{R^2}$

Les valeurs de la **masse de la Terre** M_T et de la **constante gravitationnelle G** sont depuis longtemps au centre des calculs des physiciens et astronomes. L'étude de la période de révolution des satellites permet aujourd'hui de connaître **GM_T** avec une grande précision.
Connaissant le volume de l'ellipsoïde (fiche 93), on déduit la masse volumique moyenne et la densité (°) de la Terre.



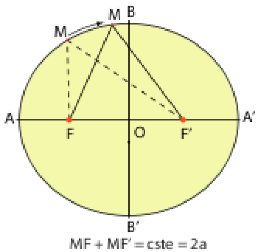
G = (6,670 ± 0,004) 10^{-11} $m^3kg^{-1}s^{-2}$
M_T, masse de la Terre = 5,9738.10^{24} kg
masse volumique terrestre moyenne ρ = 5,52 g/cm³

L'attraction d'une masse m par la Terre dont la masse M_T est supposée concentrée en son centre C

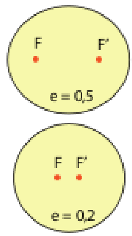
(°) La densité est une grandeur relative. C'est le rapport entre la masse d'un volume de solide et la masse d'un volume identique d'eau à des conditions fixées en température et pression. À la pression atmosphérique, la densité d'un granite est de 2,7, celle du basalte de 3, celle du fer de 7, celle du platine de 23.

Les formes de la Terre

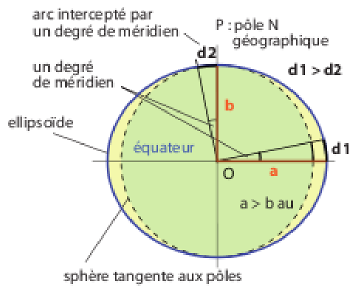
La **géodésie** étudie la forme de la Terre et la position des éléments à sa surface. La forme approchée idéale de la Terre est un **ellipsoïde de révolution légèrement aplati aux pôles**. Le calcul de l'ellipsoïde de référence fut un enjeu scientifique majeur depuis les premières tentatives de Clairaut (1713-1765). L'ellipsoïde est la base de la cartographie à toutes les échelles. L'aplatissement aux pôles est démontré dès 1739 par des mesures de l'arc correspondant à un degré de méridien aux hautes et basses latitudes (Laponie puis Andes équatoriales : Clairaut et Maupertuis, Bouguer et La Condamine). L'aplatissement a été suggéré également par les mesures de gravité à différentes latitudes. On utilisait pour cela la mesure de la longueur d'un pendule battant la seconde dépendant directement de la valeur de la pesanteur (fiche 112).



Définition de l'ellipse
F et F' : foyers



Aplatissement de l'ellipse
e = FF'/2a

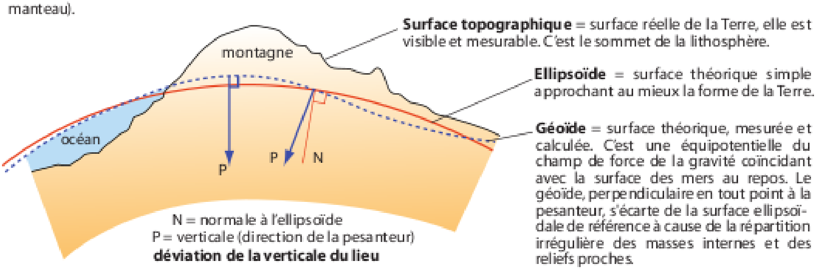


Coupe de l'ellipsoïde terrestre
et comparaison des valeurs d'arc

a = 6 378 137 m = demi-grand axe
f = (a - b)/a = 1/298, 257 223 563
a - b = 21 km environ (dans WGS 84)

Les paramètres de l'ellipsoïde de référence le plus récent sont fixés grâce aux techniques satellitaires dans le système ITRS (*International Terrestrial Reference System*). On utilise désormais l'ellipsoïde ***WGS84*** (*World Geodetic System*), référence du système de positionnement GPS.

La Terre a une forme ellipsoïdale proche d'une forme d'équilibre car elle se déforme visqueusement pour s'ajuster à sa rotation. Cette forme hydrostatique est légèrement perturbée par les mouvements internes de matière (convection du manteau).

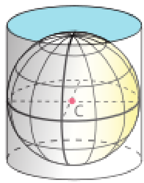


déviation de la verticale du lieu

fiche 94

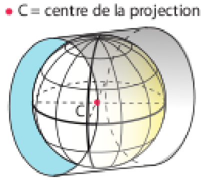
Représenter le globe : les projections

La projection transforme les coordonnées sphériques d'un point P (lat., lon.) en coordonnées cartésiennes (x, y) sur un plan. On développe en plan une surface tangente au globe sur laquelle on a projeté des points repères selon des tranformations mathématiques à partir du centre de la projection. **Il est impossible de conserver à la fois les angles et les surfaces.**



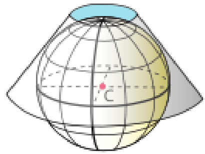
Projection cylindrique tangente à l'équateur
exemple : Mercator

La projection est conforme (conserve les angles). Elle est adaptée à la navigation : le cap d'un navire est l'angle reporté sur la carte. Elle sur-représente les hautes latitudes.



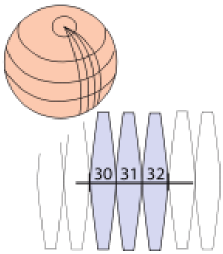
Projection cylindrique transverse
exemple : UTM
(*Universal Transverse Mercator*)

60 fuseaux de 6° divisés en bandes de 8°
En France : fuseaux 30, 31, 32, divisés en carrés de 100 x 100 km.

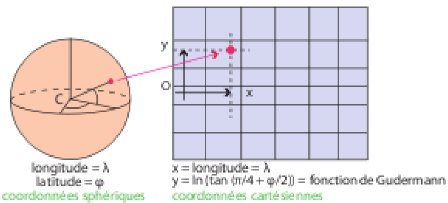


Projection conique
exemple : Lambert

Cônes d'ouverture différente selon la latitude. Trois cônes pour la France : Nord-Centre-Sud.

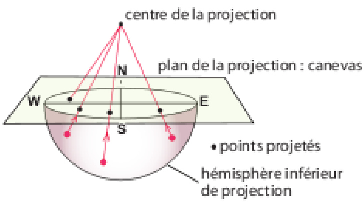


Projection UTM
(fuseaux France)

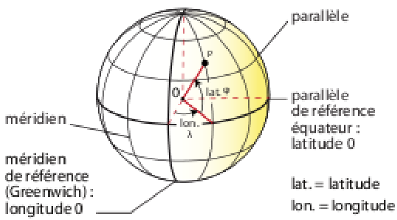


Projection de Mercator

Attention : la projection de Mercator n'est pas une opération simple consistant à projeter directement du centre de la Terre sur le cylindre tangent. La transformation est logarithmique et introduit une correction entre les distances des parallèles projetés.



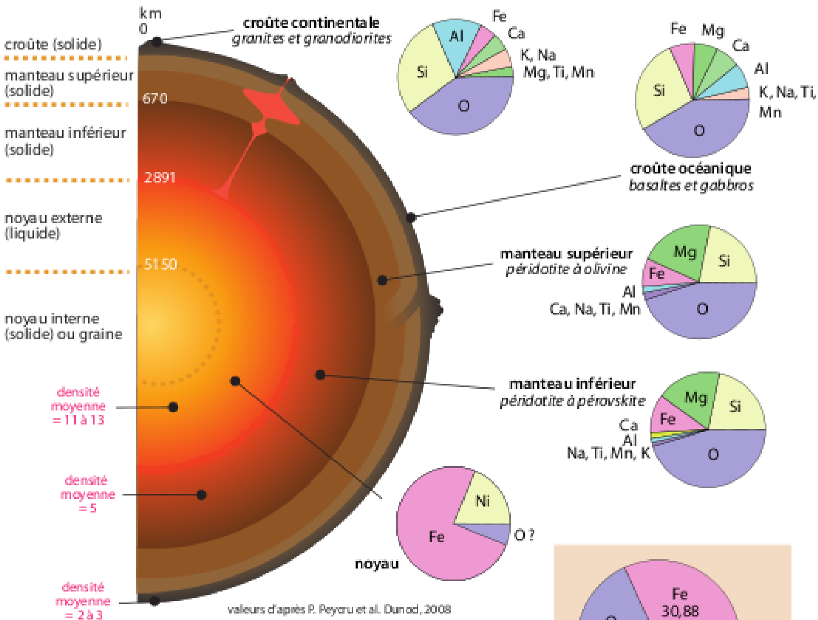
Projection stéréographique
Représentation plane d'une demi-sphère sur un canevas stéréographique.



Les coordonnées sphériques

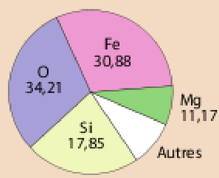
Densité et composition chimique des enveloppes de la Terre

La Terre est organisée en couches concentriques de compositions chimiques variables. Comme les roches à la surface de la Terre ont une densité plus faible que la densité moyenne du globe, on en déduit que la densité des couches profondes doit dépasser 10.
Les éléments lourds, Fe et Ni, sont concentrés dans le noyau, les éléments plus légers, Mg, O, Si, Al, Ca et Na, sont répartis en proportions variables dans les minéraux du manteau et de la croûte. On admet toutefois la présence d'O au sein du noyau.



	Terre globale	Croûte océanique	Manteau	Chondrite
SiO_2	33,40	47,10	49,52	10,4 à 20,40
FeO	4,81	11,00	7,14	18,6 à 33,15
MgO	24,09	12,70	35,68	9,60 à 15,01
Al_2O_3	2,41	14,20	3,56	0,77 à 1,44

Compositions en poids d'oxydes

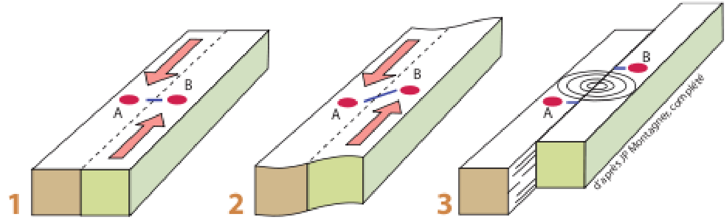


Terre solide totale

Classification de Goldschmidt (1954)

- Éléments atmophiles (atmosphère et hydrosphère) : N, O, H et gaz rares
- Éléments lithophiles (charpentes des silicates) : Si, Al, Mg, Ca, K, Na
- Éléments chalcophiles (associés au cuivre qui se lient au soufre) : Cu, Pb, Zn, Fe
- Éléments sidérophiles (associés au fer dans le noyau notamment) : Ni, Co, Os

Séismes et ondes sismiques

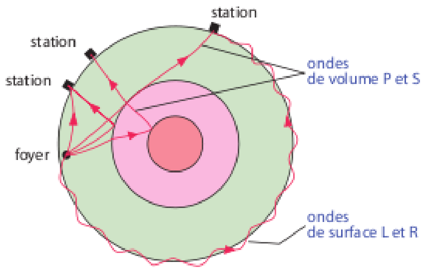


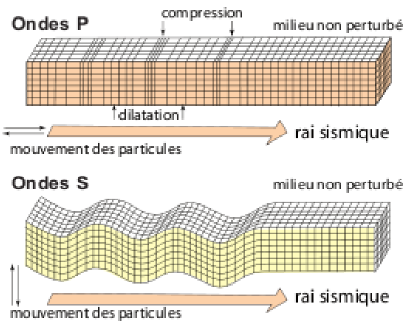
- faille potentielle au début du cycle sismique

- accumulation des contraintes
- déplacement des points A et B
- déformation élastique au voisinage de la faille

- glissement brutal le long de la faille
- libération de l'énergie élastique
- les roches vibrent

Les ondes produites par les séismes sont des **vibrations élastiques** de deux types :
- les **ondes de volume** traversent le globe et arrivent en premier. Elles subissent réfractions et réflexions selon les vitesses sismisques des milieux traversés. Un séisme produit ainsi de nombreuses ondes annexes qui arrivent après les ondes directes ;
- les **ondes de surface** (Love et Rayleigh) sont guidées par la surface libre de la Terre et font vibrer les couches externes. Elles sont enregistrées par des **sismographes** disposés dans des stations sismiques





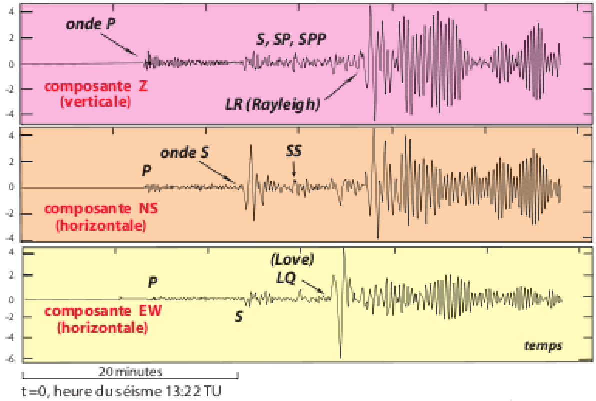
Les deux types d'ondes de volume :
- ondes P, plus rapides, dites premières, sont des ondes de compression ;
- ondes S, moins rapides, dites secondes sont des ondes de cisaillement.



Localisation de quelques stations du réseau mondial de sismologie NEIC (*National Earthquake Information Center*).
Nombre de séismes ressentis par les populations dans le monde : 100 000 par an environ.
Les enregistrements des vibrations sismiques pour chaque séisme (sismogrammes) sont conservés dans une base mondiale (WDS : *World Data System*). En 2013, plus de 19 000 stations sont répertoriées dans cette base internationale. En France, le réseau GEOSCOPE tenu par l'IPG surveille la sismicité mondiale et calcule des mécanismes au foyer pour des séismes de Mw > 6.3.

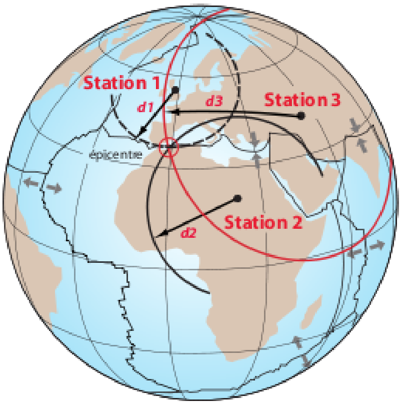
Enregistrement et localisation des séismes

La sismologie étudie la propagation des ondes sismiques grâce à des stations réparties à la surface du globe.

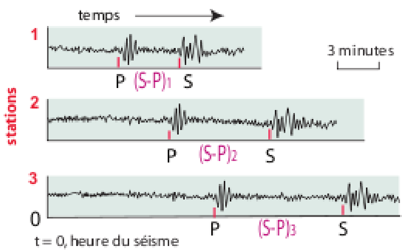


Sismogrammes
Enregistrements d'un séisme lointain sur une station sismique (sismographe) à 3 composantes

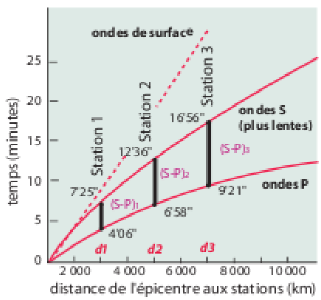
Séisme d'Hokaïdo (Japon), le 4/10/1994 enregistré à Nouméa (Nouvelle-Calédonie) à 7 500 km de distance (réseau GEOSCOPE)



Principe de la localisation de l'épicentre d'un séisme par la différence S-P
(séisme en Algérie et trois stations : Europe, Afrique et Asie)

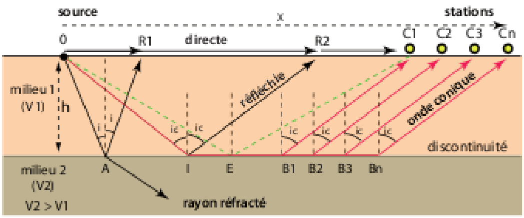


Pointé des arrivées P et S



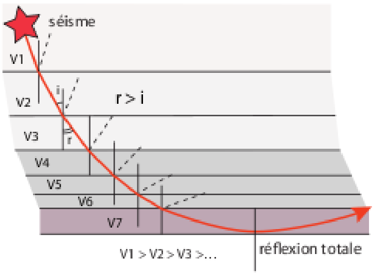
Hodographe

Trajet et vitesse des rais sismiques

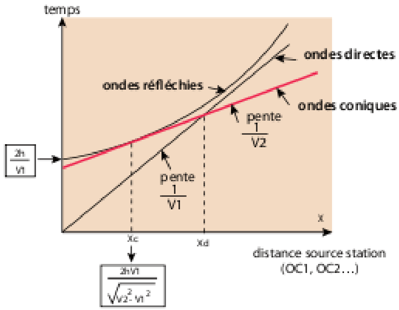


Ondes directes (vitesse V1) : OR1, OR2, OC1…
Ondes réfléchies (vitesse V1) : OIR2, OEC1…
Ondes coniques : OIB1C1, OIB2C2…
(vitesse V2 sur le trajet IB1, IB2…)

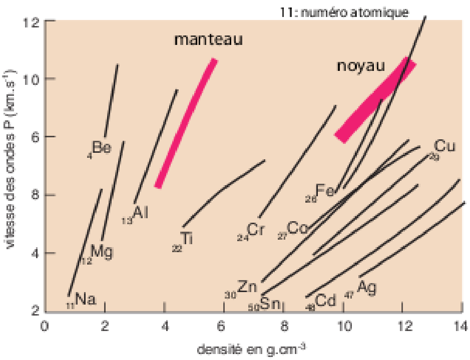
Trajets des rais des ondes directe, réfléchie, réfractée et conique
à partir du foyer d'un séisme superficiel placé arbitrairement au point O



Propagation d'un rai à travers un milieu de densité croissante
La vitesse augmente avec la densité : les rais se courbent avec la profondeur et peuvent subir une réflexion totale sur une discontinuité.



Hodochrone
correspondant aux trajets des ondes pour le séisme ci-dessus



Évolution de la vitesse des ondes sismiques avec la densité d'éléments chimiques composant les matériaux du manteau et du noyau
On en conclut que les silicates du manteau incorporent Mg et Al et que le noyau est un alliage à base de Fe.

$$V_p = \sqrt{\frac{4/3\mu + K_s}{\rho}} \quad \text{en km/s}$$

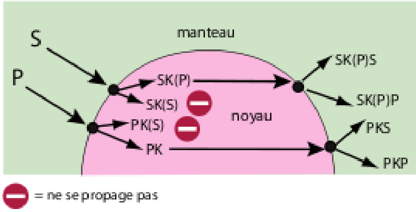
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

μ et K_s, paramètres définissant l'élasticité ;
ρ, densité du milieu traversé.

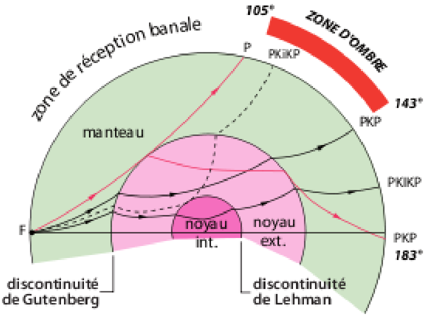
Équations fondamentales des vitesses des ondes P et S

Propagation des ondes sismiques dans le globe terrestre

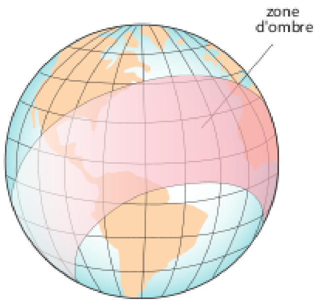
Les **ondes S** ne traversent pas les liquides d'où la mise en évidence du noyau externe.
Les **ondes P** sont ralenties dans les liquides. Une faible fusion partielle du manteau sous la lithosphère (LVZ : *Low Velocity Zone* ou zone à moindre vitesse) y explique le ralentissement des ondes (fiches 100 à 104). C'est la zone du manteau la plus facilement déformable permettant la mobilité de la lithoshère.



Propagation des ondes à travers le noyau
Chaque point de la discontinuité frappé par le front des ondes P et S devient un point source générant à son tour des ondes P et S.

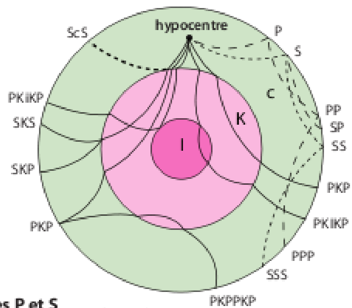


Zone d'ombre créée par le noyau
Absence d'ondes directes entre 105° et 143°
I = traversent le noyau interne (graine),
i = se réflechissent sur la discontinuité de Lehman



Localisation de la zone d'ombre pour un séisme au Japon

La vitesse des ondes P et S varie au sein du globe suivant la densité, la pression, la température et l'état solide ou liquide de la matière. L'étude des réflexions et réfractions des rais (trajets) sismiques permet de localiser des discontinuités majeures dues à des changements rapides de la vitesse des ondes sismiques P et S correspondant à des modifications de la minéralogie et des propriétés physiques des différentes enveloppes.

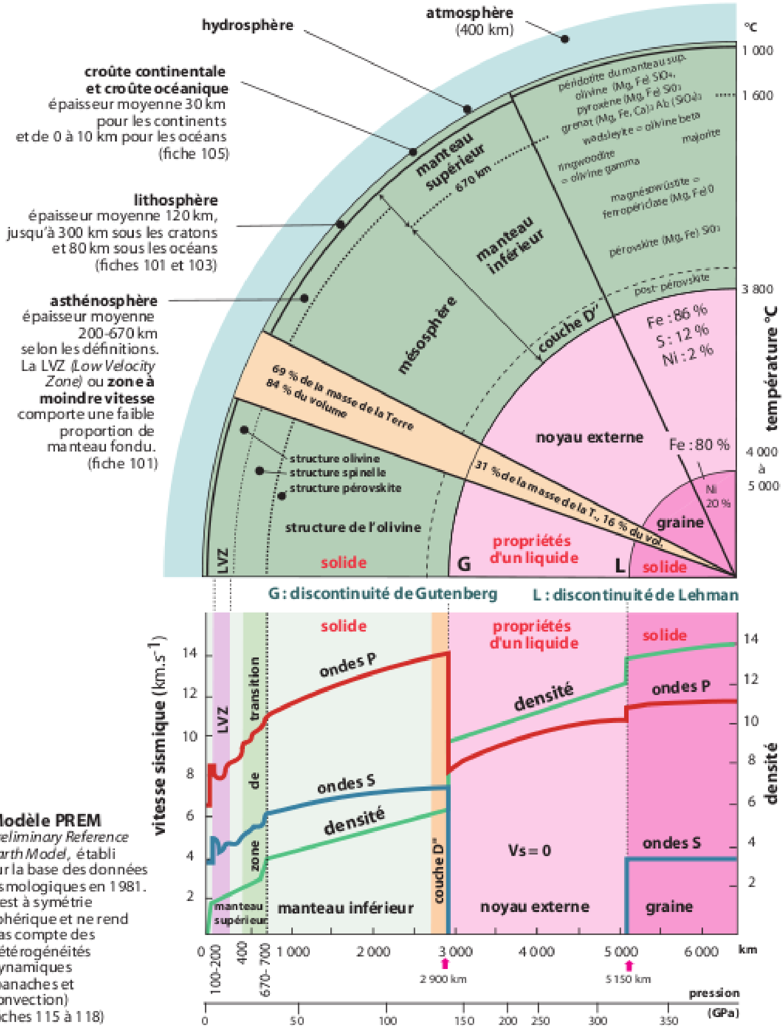


Exemples de rais suivis par les ondes P et S subissant réflexion et réfraction dans la croûte, le manteau, le noyau externe et la graine

I = graine
K (pour Kern) = noyau externe
c = manteau

fiche 100

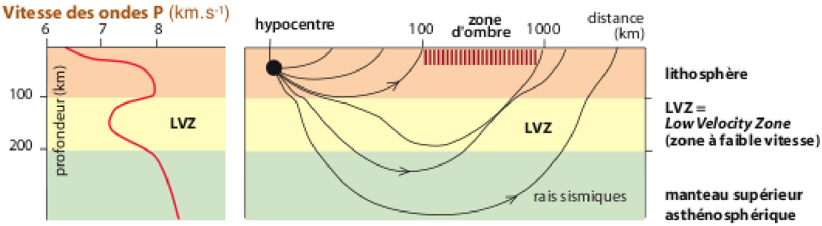
Les apports de la sismologie, un modèle de Terre sphérique



Modèle PREM
Preliminary Reference Earth Model, établi sur la base des données sismologiques en 1981. Il est à symétrie sphérique et ne rend pas compte des hétérogénéités dynamiques (panaches et convection) (fiches 115 à 118)

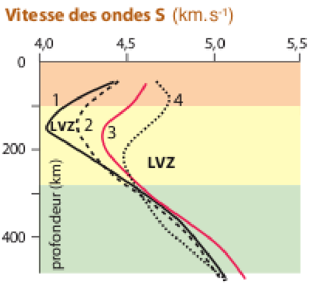
La lithosphère et la zone à moindre vitesse

La lithosphère est l'enveloppe externe rigide de la Terre. Elle comprend la croûte et le sommet du manteau supérieur. Elle est plus épaisse sous les continents que sous les océans. L'asthénosphère (litt. privée de dureté) se situe sous la lithosphère dont elle est séparée par une zone à moindre vitesse (où les ondes P et S sont ralenties) : la LVZ. La déformabilité de la LVZ est interprétée comme résultant de la présence de magma interstitiel (de l'ordre de quelques %, fiche 102).



Profils de vitesse et ralentissement des ondes P dans la LVZ

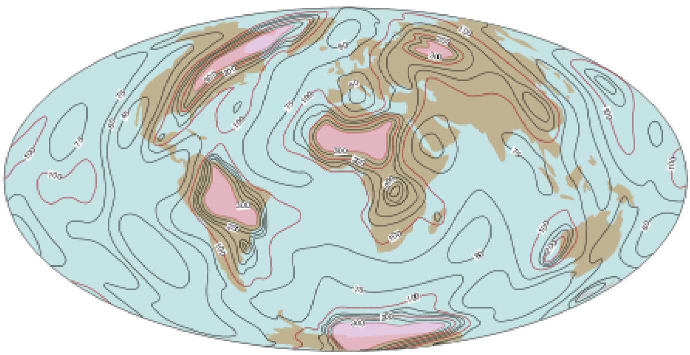
Une zone d'ombre entre 100 et 1000 km d'un séisme permet d'imager la LVZ.



1. Ouest de l'Amérique du Nord (contexte de subduction de lithosphère océanique jeune) ;
2. Pacifique (lithosphère océanique standard, s'épaissit avec l'âge) ;
3. Ouest de l'Europe ;
4. Nord-est de l'Amérique du Nord (vieux craton, lithosphère continentale épaisse)

Profils de vitesse et ralentissement des ondes S dans la LVZ dans différents types d'environnement globaux

La base de la lithosphère est l'isotherme 1 300 °C. Contrairement à la limite croûte-manteau qui est de nature lithologique, la limite lithosphère/asthénosphère se trouve au sein du manteau : elle est de nature rhéologique.



Noter la forte épaisseur sous les cratons, l'épaisseur moyenne de 80 km sous les océans âgés et l'amincissement relatif au niveau des chaînes de montagne du cycle alpin.

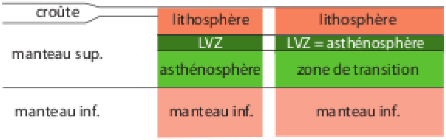
Épaisseur de la lithosphère globale

fiche 102

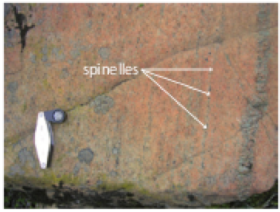
Lithosphère et asthénosphère

Lithosphère :
– rigide, découpée en plaques mobiles sur le globe ;
– transmet les contraintes (peu déformable sauf aux limites de plaques) ;
– relâche les contraintes sous forme d'énergie sismique (détente élastique brutale) ;
– se refroidit par conduction ;
– supporte les charges en fléchissant (flexure élastique, reprend sa forme initiale, avant la charge).

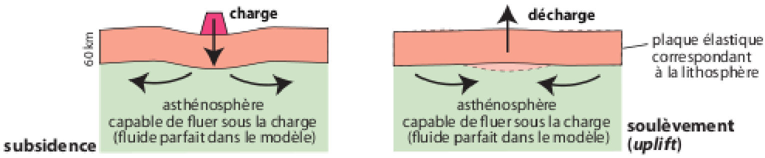
Asthénosphère :
– solide et élastique pour les ondes sismiques (durée de la contrainte sismique = quelques secondes) ;
– ne transmet pas les contraintes, fluide à l'échelle des temps géologiques ;
– déformable à long terme (mm/an) par fluage plastique des silicates (péridots et pyroxènes) à T > 1 300 °C ;
– transfert la chaleur et se refroidit par convection.



Deux terminologies en cours
(mésosphère désigne parfois les couches situées sous l'asthénosphère)

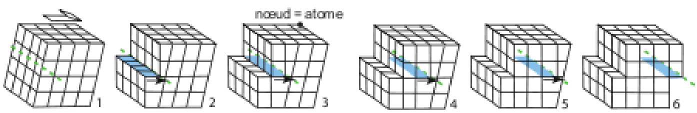


La **péridotite de l'étang de Lherz** présente localement une linéation à spinelles, marque d'une déformation asthénosphérique.



Modèle de flexure élastique de la lithosphère :
réponse à la charge et à la décharge (île volcanique, delta ou calotte de glace)

Pour expliquer le rebond post-glaciaire, il faut faire intervenir l'asthénosphère. En effet, le mouvement vertical (d'enfoncement ou de soulèvement) de la lithosphère élastique crée un mouvement horizontal dans le milieu visqueux sous-jacent.



Progression d'une dislocation plan dans un cristal soumis à une contrainte cisaillante

Les mouvements du manteau asthénosphérique sont de type **fluage** à l'état solide. Les minéraux (olivines, pyroxènes, grenats) se déforment plastiquement à haute température grâce à la migration de défauts, comme les dislocations, au sein des réseaux atomiques. C'est notamment le cas pour la convection.

Dynamique de la lithosphère

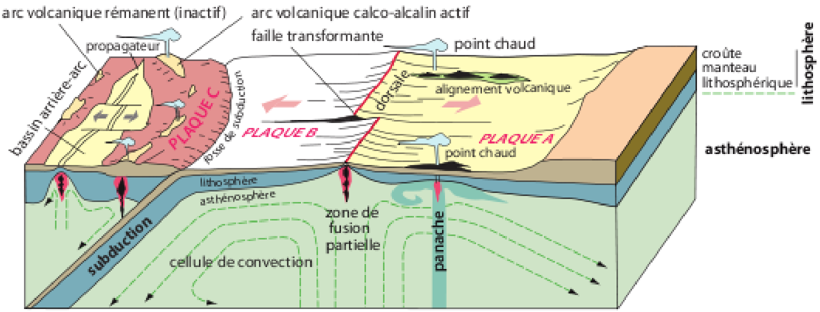
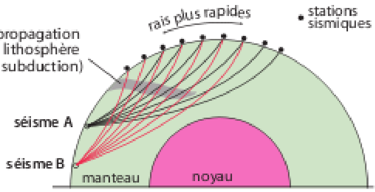
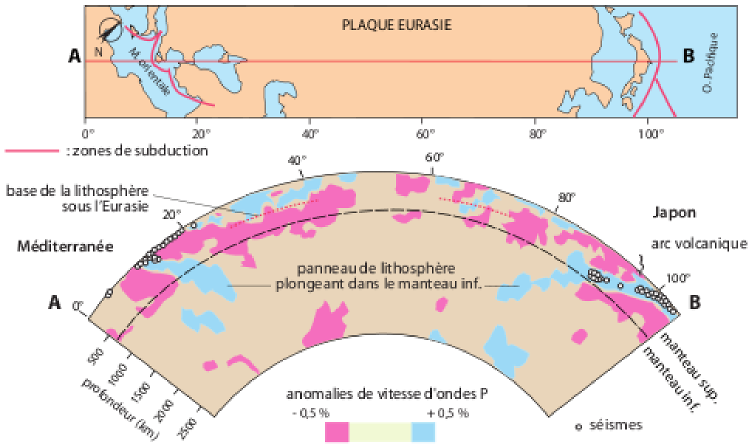


Schéma de la dynamique de la lithosphère et de l'asthénosphère
La lithosphère océanique est créée à l'axe des dorsales ; elle retourne dans le manteau asthénophérique au niveau des fosses de subduction.

Principe de la tomographie sismique
Cette méthode permet d'imager les zones rapides et lentes dans le manteau
zones plus rapides = panneaux de lithosphère subduite
zones plus lentes = manteau supérieur asthénosphérique
zones à vitesse « normale » = manteau inférieur





Coupe tomographique à travers l'Eurasie montrant les subductions en Méditerranée et sous le Japon

fiche 104

Le cycle de la lithosphère océanique

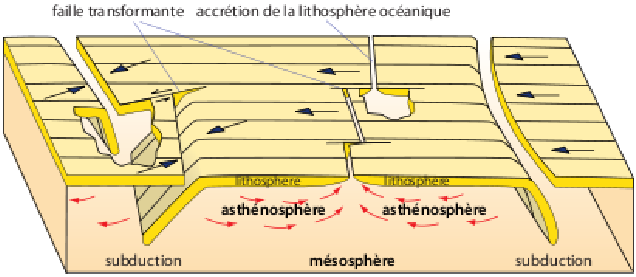
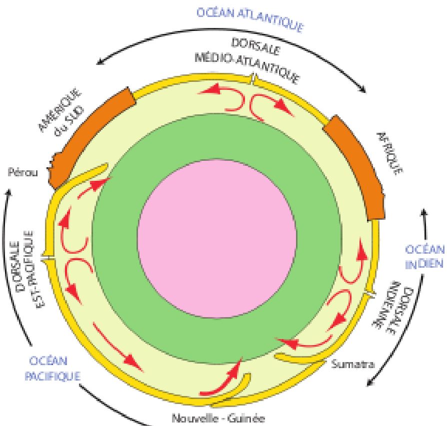
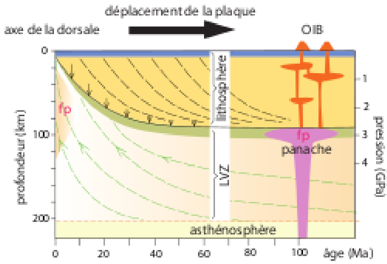


Schéma fondateur de la tectonique des plaques
Il représente la dynamique de la lithosphère océanique sur une Terre plane (d'après Isacks, 1968).

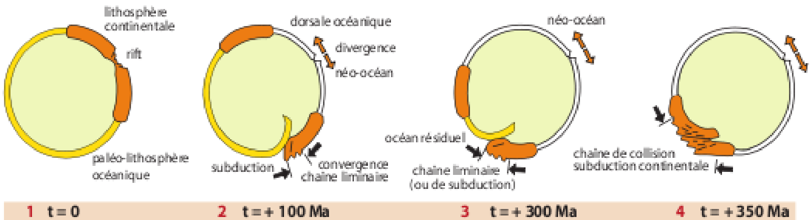


Subduction et accrétion : dynamique de la lithosphère globale



Épaississement de la lithosphère océanique aux dépens de l'asthénosphère avec l'âge
C'est la propriété fondamentale de la lithosphère océanique. Elle explique la structure et la rhéologie de la partie océanique des plaques. Dans le Pacifique, à partir de 60 Ma, la lithosphère est « réchauffée » par les panaches et son épaisseur se stabilise.

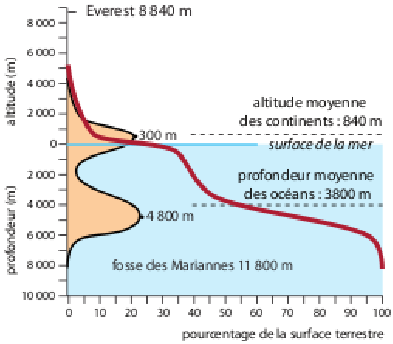
- – – – anciennes limites basales de la lithosphère
- lignes de flux du manteau asthénosphérique
- ↓ croissance par épaississement
- fp zones de fusion partielle par décompression



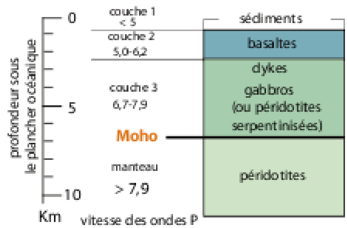
Le cycle de la lithosphère : cycle de Wilson

La croûte terrestre : continents et océans

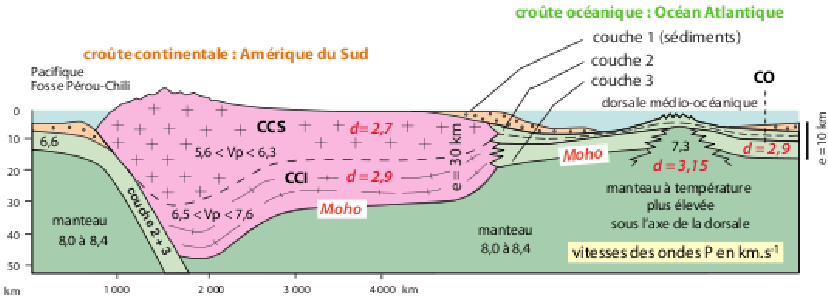
La croûte est l'enveloppe externe de la Terre solide. Elle comprend deux entités de compositions chimique et minéralogique différentes correspondant aux continents et aux océans. Ces deux entités apparaissent remarquablement sur la courbe de fréquence des altitudes et des profondeurs par rapport au niveau de la mer (courbe de Trabert).



Courbe de Trabert et courbe hypsométrique (rouge)



La croûte océanique





Profil schématique des Andes à l'Atlantique montrant les caractéristiques de la croûte terrestre

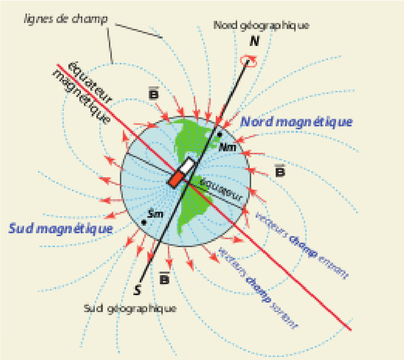
CCS, CCI : croûte continentale supérieure et inférieure, CO : croûte océanique

La discontinuité du ***Moho*** sépare la croûte du manteau plus dense et plus rapide pour les ondes sismiques. Elle fut découverte par Mohorovicic en 1909 grâce aux ondes coniques. **Le Moho est une limite lithologique.**

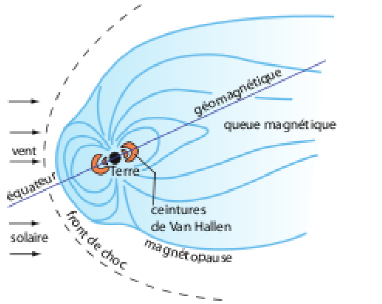
Croûte continentale : composition de granodiorite rapport du Sr = 0,710
Croûte océanique : composition basaltique rapport du Sr = 0,702

Le champ magnétique terrestre

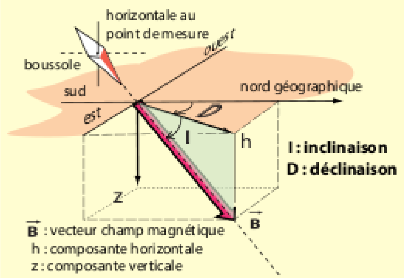
La Terre possède un champ magnétique équivalent à celui engendré par un aimant dipôlaire placé en son centre. Son origine est liée à un phénomène de dynamo auto-entretenue provoqué par des écoulements dans le noyau externe liquide autour de la graine en réponse à la rotation terrestre (fiche 99).



Le champ magnétique terrestre

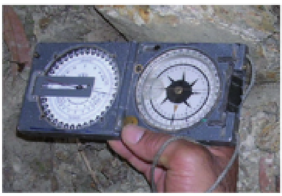


La magnétosphère terrestre
Elle protège la Terre du rayonnement ionisant des vents solaires. Elle est révélée par les aurores boréales.

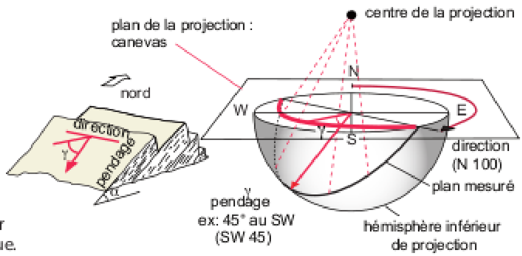


L'intensité du champ magnétique s'exprime en nanoTesla (nT). Elle vaut 46 000 nT sous les latitudes moyennes. Elle est plus forte aux pôles et plus faible à l'Équateur. Ceci explique que les anomalies magnétiques océaniques ne sont pas exprimées à l'équateur (voir la carte des linéations magnétiques, fiche 109).

Paramètres du champ B :
- intensité,
- déclinaison D (angle avec le nord géographique)
- inclinaison I (angle par rapport au plan horizontal).



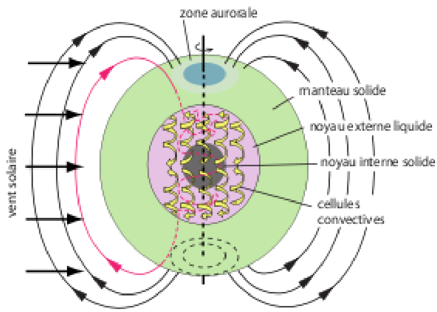
La **boussole** permet de mesurer l'orientation des objets géologiques par rapport à la direction du nord magnétique.



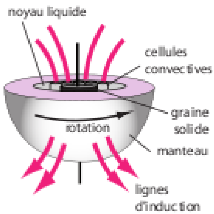
La mesure de l'orientation des objets en géologie et leur report sur un canevas stéréographique

Le noyau terrestre La fossilisation du champ magnétique

La dynamo responsable du champ géomagnétique est entretenue par la rotation de la Terre. Les lignes de force du champ magnétique s'enroulent de façon complexe autour des cellules convectives du noyau liquide. Ces cellules sont organisées en rouleaux nord-sud. Ce système est instable. La polarité du champ peut s'inverser en 20 000 ans environ. Les inversions sont enregistrées dans les basaltes océaniques par aimantation thermorémanente (fiches 109, 110). Le champ magnétique mesuré au-dessus des dorsales présente des variations (anomalies) liées à ces aimantations rémanentes de sens opposé. Ces anomalies permettent de démontrer la mobilité de la lithosphère.



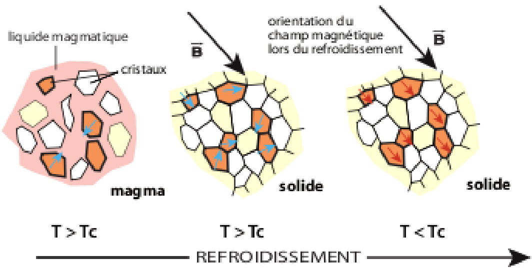
Les lignes de force du champ magnétique
En rouge trajet d'une ligne de force au sein du noyau liquide



Le champ magnétique est enregistré et fossilisé de deux façons.
1. **Aimantation des roches éruptives** (aimantation thermorémanente) : le processus se passe à l'état solide, après le refroidissement des laves sous la **température de Curie**, par aimantation de petits domaines dans les minéraux magnétiques.
Les minéraux magnétiques (magnétites par exemple) ne s'orientent donc pas dans les magmas comme de petits aimants.
2. **Aimantation faible des roches sédimentaires** (aimantation détritique) : les particules détritiques magnétiques s'orientent selon le champ ambiant lors du dépôt ou de la diagenèse.



Petit cône volcanique à l'axe de la dorsale atlantique
Les basaltes émis à l'axe des dorsales enregistrent le champ magnétique ambiant par aimantation thermorémanente.



L'aimantation thermorémanente

 minéraux magnétiques (oxydes de Fe et de Ti) : petits dipôles magnétiques
Tc = température de Curie : 857 °C pour les magnétites dans les basaltes

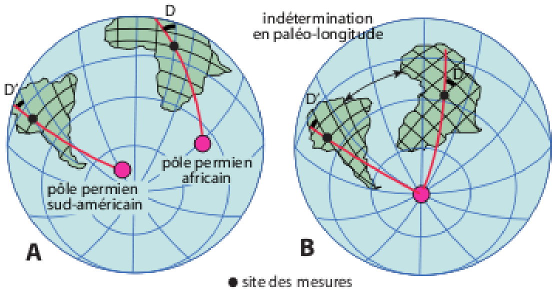
fiche 108

Le paléomagnétisme et la mobilité continentale

Le champ magnétique terrestre a une composante dipolaire principale (90 %) et une composante multipolaire aux variations rapides. On admet que le champ a toujours été principalement dipolaire et que les pôles magnétiques se sont peu éloignés des pôles géographiques.

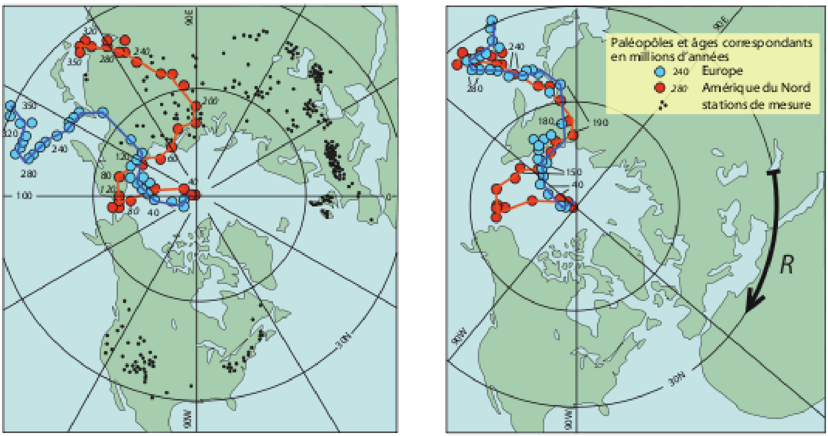
Le **paléomagnétisme** permet de mettre en évidence la mobilité des continents selon deux approches complémentaires.

1. La mesure des paléo-latitudes. Elle se fait en déterminant les paléo-inclinaisons.
2. Le calcul de la dérive apparente des pôles qui permet, par comparaison d'un continent à l'autre, de montrer à partir de quel moment deux continents ont suivi des chemins différents.



Mesure des paléodéclinaisons D et D' de l'Afrique et de l'Amérique du Sud au Permien

A : configuration actuelle et position apparente des paléopôles sud.
B : position **relative** au Permien en admettant un pôle sud magnétique permien proche du pôle sud géographique actuel.

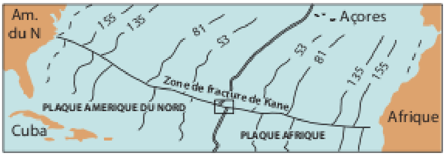


Courbes de dérives apparentes des paléopôles magnétiques mesurés à partir de sédiments et de laves pour l'Amérique du Nord et l'Europe

R : rotation du bloc Europe-Afrique nécessaire pour la superposition des paléopôles depuis 180 Ma env. Cette rotation revient à annuler les effets de l'ouverture de l'Atlantique Nord. La dérive apparente commune depuis 350 Ma témoigne de la migration de la Pangée vers le nord. Certains écarts des paléopôles de l'Amérique du Nord résultent d'une dispersion des mesures due aux orogénèses laramienne et névadienne. Les paléopôles sont représentés sans leur cercle d'erreur.

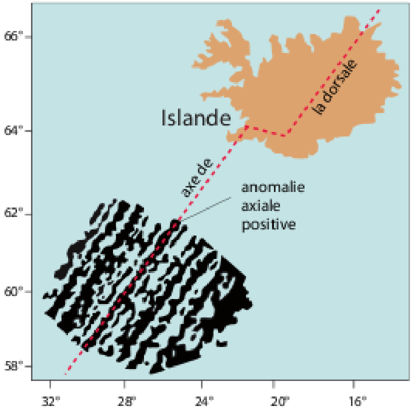
Les inversions du champ magnétique terrestre, les anomalies magnétiques

Les anomalies sont symétriques par rapport à l'axe des dorsales ce qui constitue la preuve primordiale de l'expansion des fonds océaniques. Elles peuvent être modélisées par une croûte faite d'une succession de blocs aimantés positivement et négativement, disposés parallèlement à l'axe de la dorsale (voir le profil de la fiche 110).



Symétrie de l'âge des anomalies magnétiques de l'Atlantique central

Les mesures se font soit depuis la surface de l'océan, soit directement près du fond, soit par levers aériens.



Premier lever aéromagnétique ayant montré la symétrie des anomalies magnétiques au-dessus d'une dorsale (1966)



Carte mondiale des linéations magnétiques océaniques

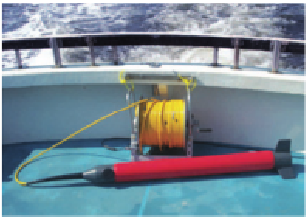
Elle est réalisée en compilant l'ensemble des anomalies magnétiques obtenues à l'issue de toutes les campagnes océanographiques depuis les années 1960. Elle est à la base de la carte de l'âge des fonds océaniques (fiche 111) obtenue après la datation de ces linéations. Noter l'absence des linéations à l'Équateur car les anomalies y sont faibles.

● localisation des exemples de cette page ● localisation du profil magnétique de la fiche 110

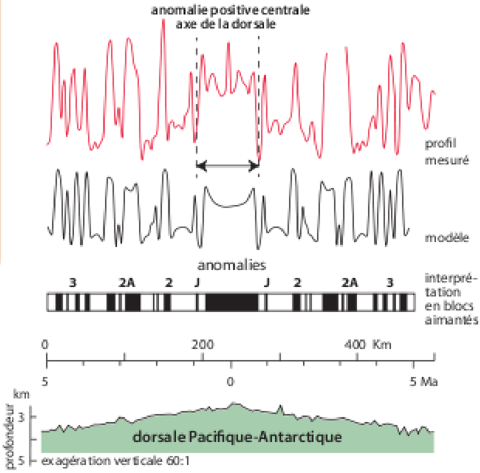
fiche **110**

Anomalies magnétiques : l'âge de la lithosphère océanique

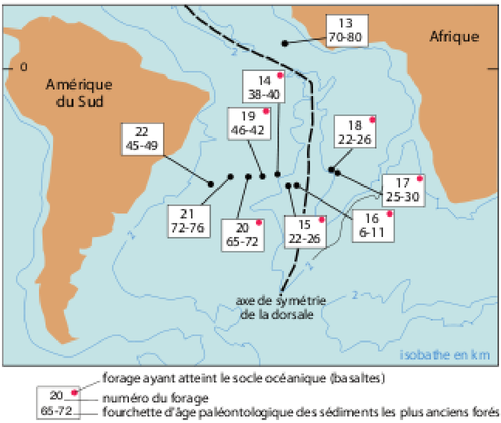
La datation des anomalies magnétiques est réalisée grâce aux données des forages océaniques qui permettent d'échantillonner les sédiments et le socle océaniques dans tous les océans du Globe. On détermine l'âge de la lithosphère d'une région donnée grâce à l'âge des premiers sédiments déposés sur la croûte océanique (par micropaléontologie) ou grâce à la datation géochronologique des basaltes du plancher océanique situé immédiatement sous les sédiments.

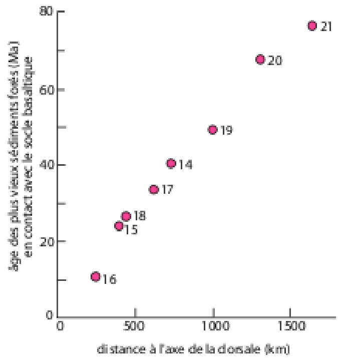


Magnétomètre prêt pour sa mise à l'eau sur la plage arrière d'un navire.



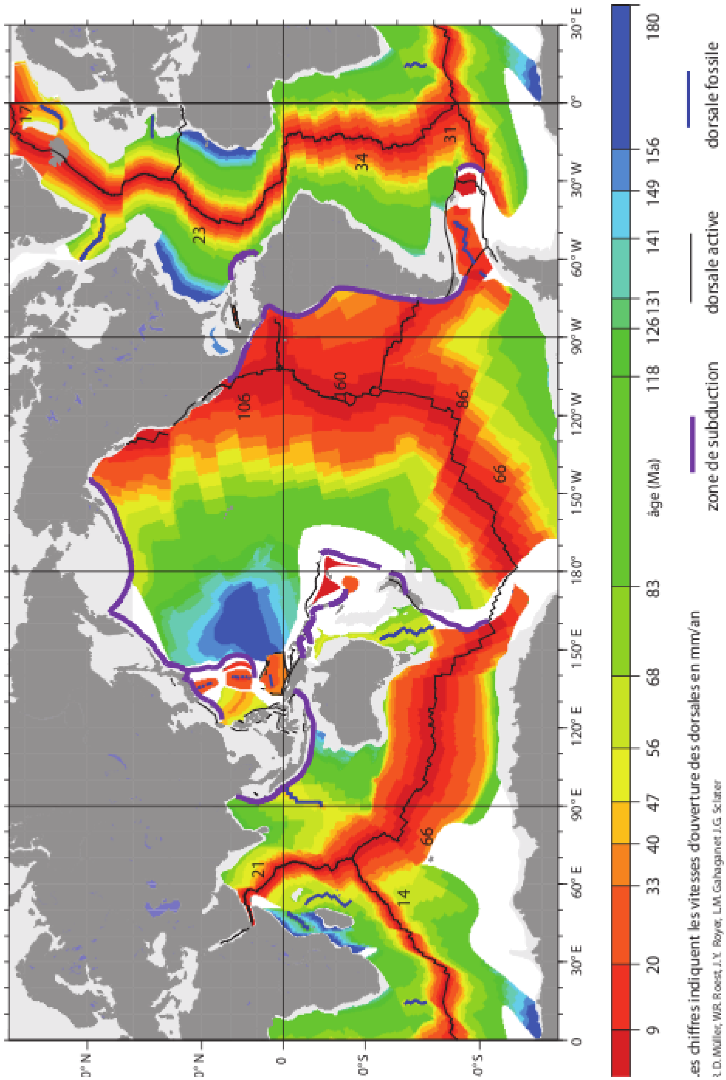
Enregistrement d'anomalies magnétiques et modèle correspondant





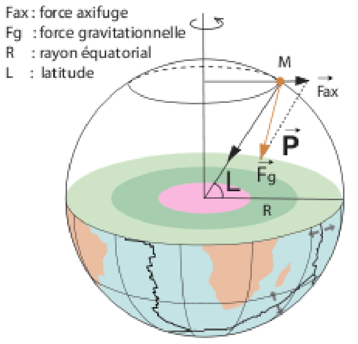
Les résultats d'une des premières campagnes de forage océanique profond (DSDP leg 3, 1969)
Dédiée entièrement à l'identification des anomalies magnétiques de l'Atlantique Sud, cette campagne a magistralement démontré la symétrie des âges de part et d'autre de l'axe de la dorsale.

Carte de l'âge des fonds océaniques



La carte de l'âge des fonds océaniques est réalisée en compilant l'ensemble des datations des anomalies magnétiques réalisées par les grands programmes de forages océaniques internationaux (DSDP, ODP, IODP, soit 1 351 forages entre 1968 et 2011).

fiche 112 Le champ de pesanteur terrestre : la gravimétrie



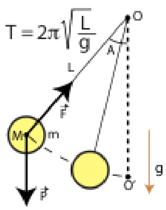
La pesanteur

L'attraction de la masse de la Terre produit un champ gravitationnel. La pesanteur **g** en un point de la surface du globe résulte de l'accélération gravitationnelle $\mathbf{g_g}$ produisant la force **Fg**, à laquelle s'ajoutent l'accélération due à la rotation de la Terre et un terme de marée terrestre due à l'attraction des astres avoisinants.

Unité de mesure : le $m.s^{-2}$ ou le Gal (1 Gal = 1 $cm.s^{-2}$).
À 45° de latitude, g moyen sur la Terre vaut 9,81 $m.s^{-2}$, soit 981 Gal

La **gravimétrie** est la science qui mesure et interprète les variations de la pesanteur. L'intensité de **g** dépend de la distance au centre de la Terre, donc de l'altitude et de la latitude.
g varie également avec la densité des masses rocheuses avoisinantes, notamment des reliefs proches (fiches 92 et 113).

Dans l'étude des masses profondes, on corrige les effets de surface dus à l'altitude et au relief. Ce sont les corrections de Bouguer. Elles incluent **un terme d'altitude, un terme de plateau et un terme de topographie**



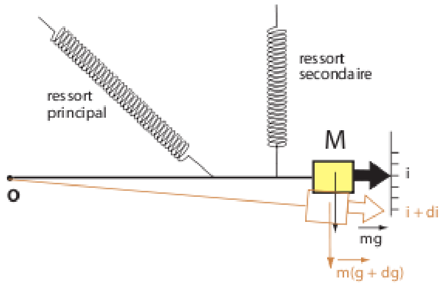
Le pendule simple

Le pendule a d'abord été utilisé pour mesurer g. Sa période d'oscillation T dépend uniquement de sa longueur et de g. Les pionniers tels P. Bouguer ont ainsi montré dès le XVIII[e] siècle les variations de g aux hautes et basses latitudes.

Les gravimètres modernes utilisent l'allongement de ressorts (mesures relatives). Les mesures absolues de g sont réalisées sur des gravimètres dits absolus qui utilisent la chute libre d'un corps dans le vide. La précision obtenue est de 10^{-9} g.



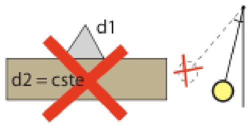
Un gravimètre absolu

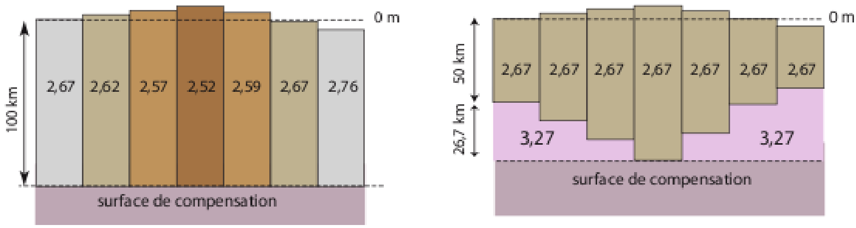


Le principe du gravimètre à ressort
On mesure les di relatifs induits par les variations infimes de g (dg). Ces mesures nécessitent les rattachements fréquents à une base où g est connu, pour étalonner l'appareil

L'isostasie

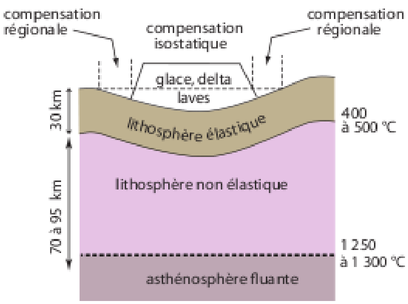
Une montagne de densité d1 ne produit pas l'attraction gravitationnelle que devrait produire un simple relief posé sur un plateau de densité constante d2. Il existe deux façons d'interpréter cette observation : soit la densité des colonnes formant le relief est plus faible que celle du plateau (**modèle de Pratt**), soit ses parties profondes ont une densité inférieure à celle du milieu environnant, formant ainsi une racine légère (**modèle d'Airy**).





Les modèles de Pratt (à gauche) et d'Airy (à droite)

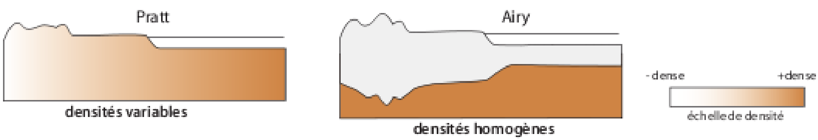
Les pressions dues au poids des colonnes de roches sont égales sous la surface de compensation. L'isostasie est le principe qui régit l'équilibre de ces pressions au sein du globe (Dutton, 1889).



Le modèle de Venig-Meinesz

Le **modèle de Pratt** est adapté au cas de la lithosphère océanique dont la densité croît avec l'âge. Le **modèle d'Airy** convient pour les chaînes de montagne dont l'origine est la superposition tectonique de croûtes continentales de densités quasi-identiques. Le **modèle de Venig-Meinesz**, plus récent, intègre un paramètre supplémentaire : l'élasticité de la lithosphère qui permet une compensation isostatique régionale, et non plus par colonnes de roches indépendantes.

L'élasticité à l'échelle régionale rend compte de la **subsidence** de vastes domaines autour de la charge (fronts des chaînes de montagne, gouttières autour des îles volcaniques, voir fiches 117, 136).

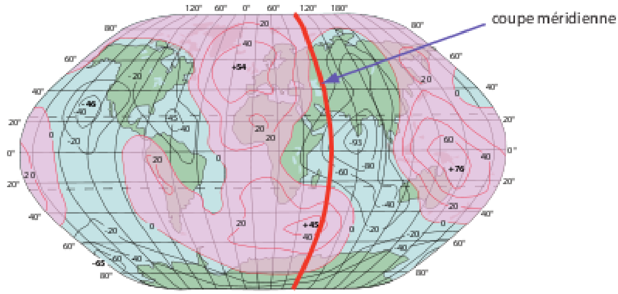


Les modèles de Pratt et Airy tels qu'ils sont présentés de façon synthétique par Alfred Wegener en 1937

fiche 114

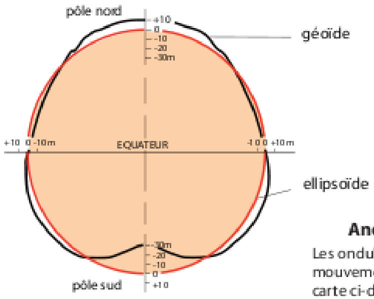
Le champ de pesanteur terrestre, le géoïde

Le modèle de Terre en ellipsoïde aplati aux pôles implique des variations de **g** avec la latitude (voir fiches 93 et 112). La pesanteur est en effet plus faible à l'équateur car on est plus loin du centre de la Terre et l'accélération axifuge y est plus élevée.

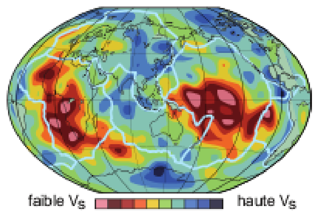


Carte simplifiée des anomalies du géoïde (en mètres) par rapport à l'ellipsoïde

Si la Terre était parfaitement homogène en densité, la valeur de g serait constante sur toute la surface de l'ellipsoïde. Or la répartition des masses internes est hétérogène et de plus, celles-ci sont animées de mouvements (convection, rebond post-glaciaire, subsidence des bassins, surrection des montagnes). Aussi, une surface équipotentielle de pesanteur représentant tous les points où g a la même valeur n'est pas un ellipsoïde de révolution, mais une surface quelconque présentant des anomalies par rapport à l'ellipsoïde et dont la signification est à rechercher dans la dynamique du globe. Le géoïde est la surface équipotentielle de pesanteur en coïncidence avec le niveau moyen des océans.



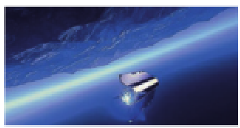
Coupe méridienne à 60°E



Anomalies de vitesse des ondes S à 2 850 km (2 %)

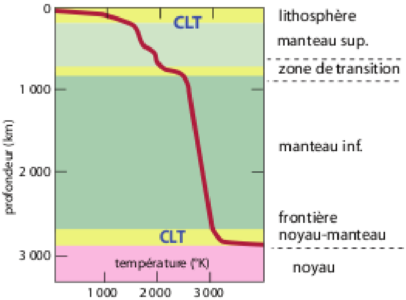
Les ondulations du géoïde à très grande longueur d'onde sont dues à des mouvements de convection dans le manteau inférieur. Comparer avec la carte ci-dessus. Les « bosses » du géoïde coïncident grossièrement avec les régions « chaudes » vues par la tomographie sismique à 2 850 km de profondeur.

Il a existé plusieurs versions du géoïde, de plus en plus précises. La dernière est calculée grâce à l'analyse de l'orbite du satellite GOCE de l'ESA, lancé en 2009 dont l'objectif est le calcul précis du champ de gravité terrestre (analyse de trajectoire du satellite et capteurs internes).



Le satellite GOCE

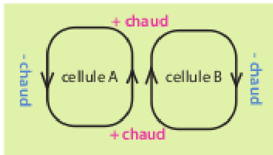
Le flux thermique et la convection du manteau



Le géotherme moyen du manteau

CLT : couche limite thermique, d'après J.P. Poirier.

La chaleur diffuse par rayonnement, conduction ou convection. La convection implique un déplacement de la matière. Si le manteau se refroidissait sans convection sa température diminuerait progressivement vers la surface, comme c'est le cas pour la lithosphère. Or, le gradient géothermique moyen du manteau est de type adiabatique. La température est homogénéisée par la convection. Seules les couches limites thermiques connaissent de fortes variations de température.

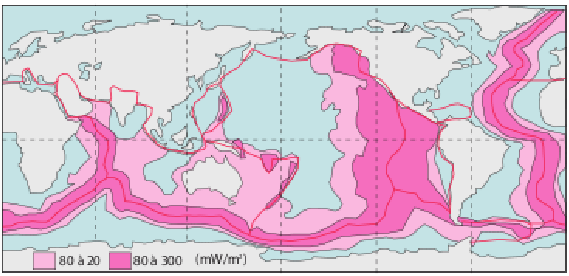


Mouvements de la matière dans deux cellules de convection A et B

Le flux géothermique vaut $Q = - K\, dT/dZ$ en $mW{\cdot}m^{-2}$

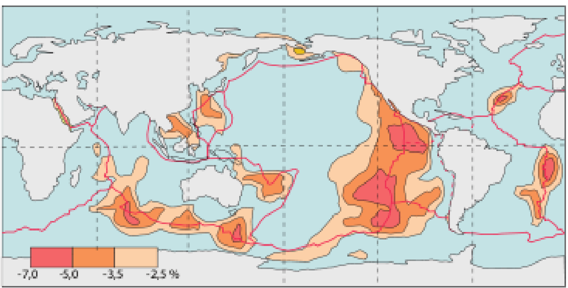
K = conductivité thermique

dT est la différence de température en °C dans l'intervalle vertical dZ.



Flux thermique moyen sur le plancher océanique

La distribution du flux thermique à la surface du globe est un argument majeur en faveur de la convection du manteau. Si le manteau ne convectait pas, le flux serait homogène.

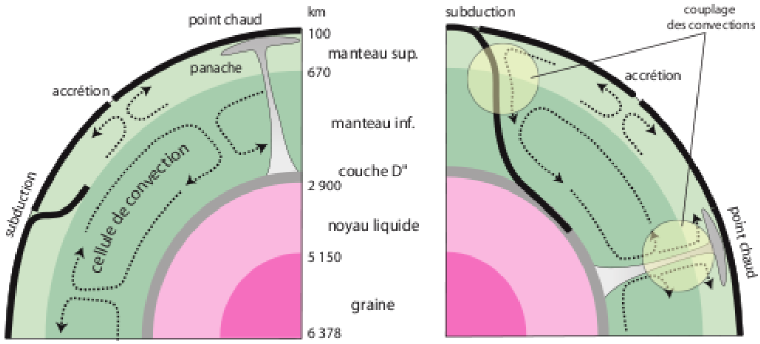


Anomalies négatives de vitesse des ondes S à 100 km

Les zones de flux élevé correspondent aux branches montantes des cellules de convection du manteau supérieur. Celles-ci sont parfaitement imagées par les anomalies de vitesse des ondes sismiques qui traduisent la présence de matériel partiellement fondu sous l'axe des dorsales océaniques.

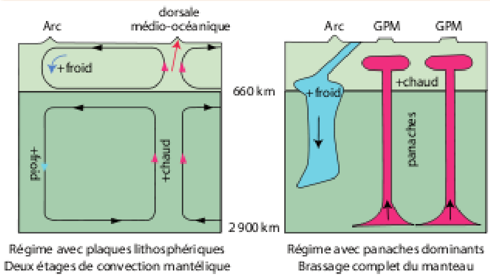
fiche 116

Les modèles de convection du manteau



Modèles de convection à deux couches avec et sans couplage

Les modèles actuels privilégient la convection à deux couches dans le manteau supérieur et le manteau inférieur. Les dorsales sont liées directement à la convection du manteau supérieur appauvri (fiche 181). Les basaltes des points chauds et des grandes provinces magmatiques (GPM), les OIB, sont issus d'un manteau plus profond (fiche 212), indépendant des dorsales. Cependant, des connexions sont établies localement entre les deux systèmes (zones cerclées). La tomographie sismique montre que la lithosphère subduite peut pénétrer dans le manteau inférieur après avoir traversé la limite des 670 km (fiche 103). On pense qu'elle peut s'étaler sur la couche D'.



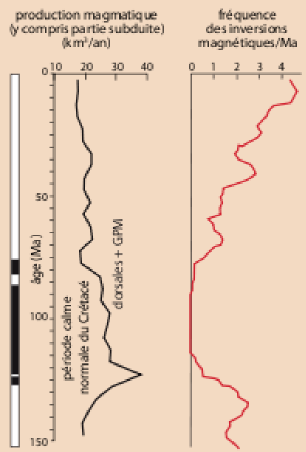
Régime avec plaques lithosphériques
Deux étages de convection mantélique

Période « wilsonienne »

Régime avec panaches dominants
Brassage complet du manteau

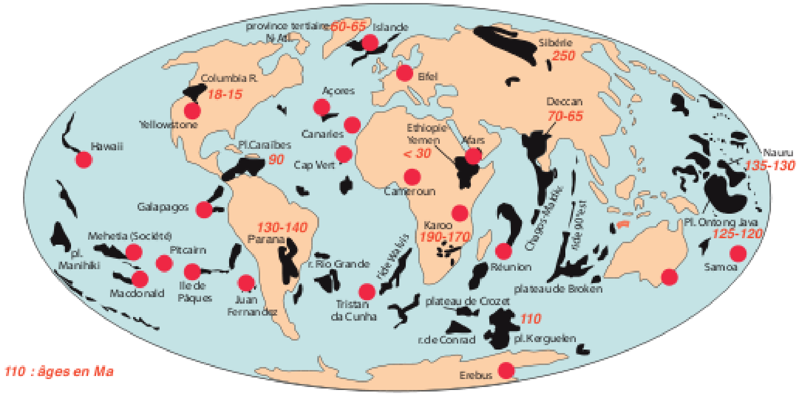
Épisode « MOMO »

Au Crétacé, la Terre a pu fonctionner en mode « une couche » durant la période de calme magnétique avec une hausse de la production magmatique par les dorsales et au niveau des GPM. Le régime était alors de type « Momo » (*Major Overturn - Major Orogeny*), coïncidant avec une stabilité remarquable du noyau comme indiqué par une longue période sans inversions. Ce régime est à opposer au régime actuel qui privilégie la tectonique des plaques : période « wilsonienne », avec convection à deux couches, où les plaques obéissent aux cycles de Wilson (fiche 182).

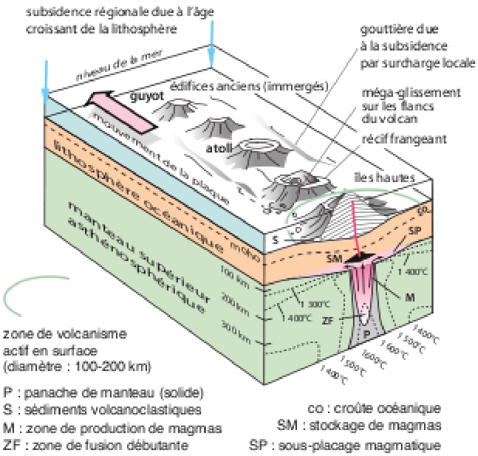


Les panaches mantelliques et les points chauds

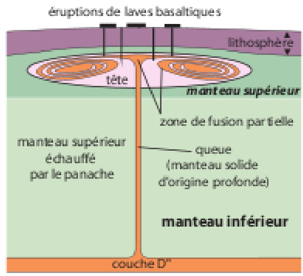
La tectonique des plaques n'explique pas la présence de volcans à signature géochimique d'OIB *(Oceanic Island Basalts)* situés au milieu des plaques lithosphériques, loin de leurs frontières actives. La théorie des **points chauds** explique la présence de ces régions **intra-plaque**, à forte activité magmatique par la remontée de panaches thermiques de manteau profond solide depuis la couche D'' située à la limite noyau-manteau, qui s'étalent sous la lithosphère.



Les points chauds et les grandes provinces magmatiques (GPM ou LIPs : *Large Igneous Provinces*)



Naissance d'une chaîne de volcans par l'activité d'un panache



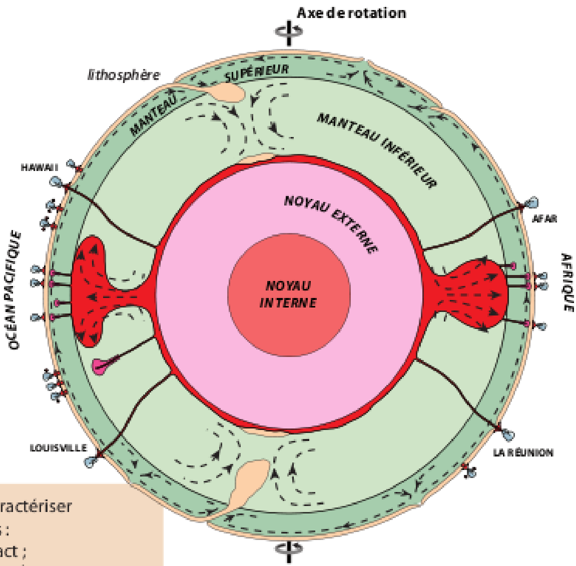
Structure d'un panache

Attention : une erreur classique fait des panaches des venues de magmas. Il s'agit bien de manteau solide, la fusion partielle ne commençant pas avant 100 km de profondeur au niveau du point chaud.

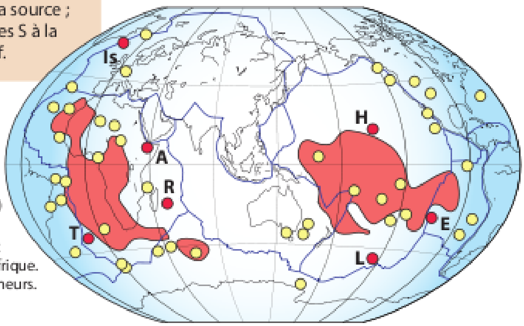
Les panaches et la convection du manteau inférieur

La tomographie sismique nous indique que la convection dans le manteau inférieur est dominée par un mode quadripolaire dans lequel deux super-panaches forment deux dômes qui s'élèvent sous l'Afrique et sous le Pacifique alors que le matériel plus froid redescend au niveau de deux ceintures méridiennes, dont l'enveloppe se calque sur les zones de subduction circum-pacifiques.

On dénombre sept points chauds majeurs : trois dans le Pacifique, trois pour la région Indo-Atlantique auxquels s'ajoute l'Islande. Deux groupes de trois panaches sont ancrés de façon quasi-fixe à la bordure des deux super-panaches Pacifique et Afrique. Ces deux groupes dérivent l'un par rapport à l'autre à vitesse très faible. Des panaches secondaires plus instables prennent naissance à l'endroit où les super-panaches s'écrasent au niveau de la limite manteau inférieur/manteau supérieur. L'Islande est un cas à part, sa connexion avec le manteau profond n'étant pas prouvée formellement.



Cinq critères permettent de caractériser les sept points chauds majeurs :
- l'existence de trapps à l'impact ;
- la présence d'une chaîne de volcans ;
- un flux thermique élevé ;
- des rapports élevés en $^4He/^3He$ et $^{21}Ne/^{22}Ne$, marqueurs du caractère primitif de la source ;
- une zone à moindre vitesse des ondes S à la transition manteau sup./manteau inf.



Sept points chauds majeurs (cercles rouges) et anomalies négatives de Vs à 2 850 km de profondeur (2 %)

Is : Islande
A : Afar
R : La Réunion
T : Tristan da Cunha
L : Louisville
H : Hawaii
E : Easter (Pâques)

Les anomalies de vitesse délimitent les deux super-panaches sous le Pacifique et sous l'Afrique. Les cercles jaunes sont les points chauds mineurs.

La magnitude des séismes

La magnitude de moment d'un séisme, **Mw**, permet de caractériser l'énergie libérée par un séisme. L'échelle est logarithmique.

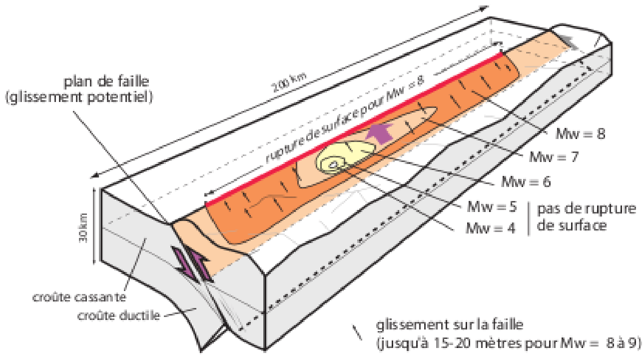
$$\mathbf{Mw = 2/3\ (\log M_0) - 6} \text{ où } M_0 \text{ est le moment sismique.}$$

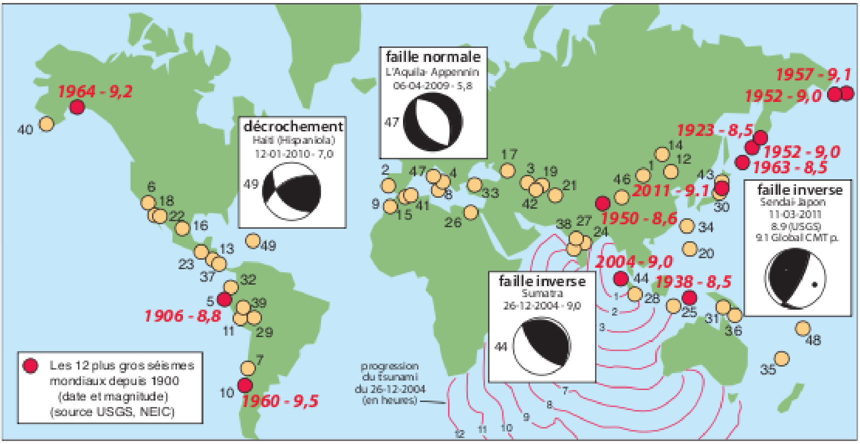
M_0 dépend directement de la surface de la faille **S**, du déplacement **D** sur le plan de faille et de **u**, la rigidité du milieu :

$$\mathbf{M_0 = uSD} \text{ (en dyne·cm}^{-1}\text{)}$$

Les ruptures de surface ne seront possibles que pour des Mw élevées.

Taille des plans de failles sismiques et magnitude des séismes (cas d'une faille inverse)



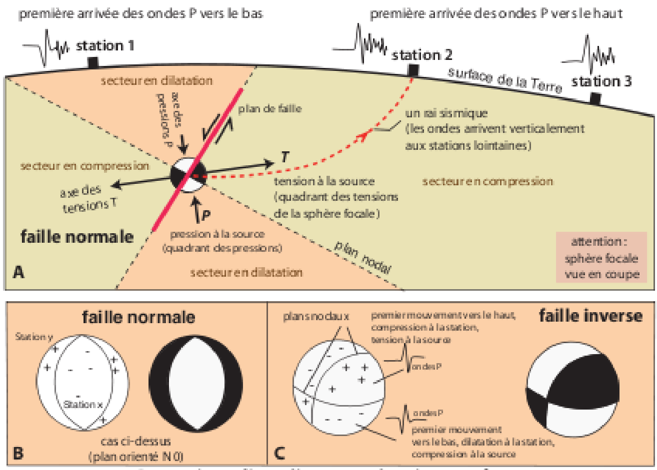


Répartition des plus grands séismes mondiaux

Les plus forts séismes sont liés à la subduction péri-Pacifique et à la collision himalayenne. Les chiffres se rapportent à la caractérisation des séismes donnée dans *Éléments de géologie* (Dunod, 2011).

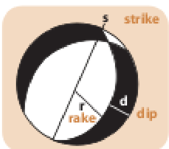
fiche 120

Le mécanisme aux foyers des séismes

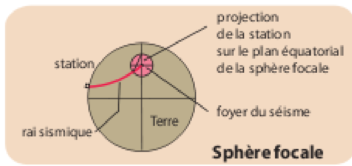


Dynamique d'un séisme et mécanisme au foyer

La dynamique d'un séisme est représentée par son mécanisme au foyer. Les réponses du sol aux premières arrivées des ondes sismiques dans les différentes stations des réseaux mondiaux sont représentées sur une sphère imaginaire placée à l'hypocentre, la sphère focale. Le séisme divise la Terre en 4 quadrants, 2 subissent une dilatation, 2 une compression.

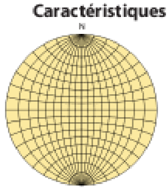


strike = azimuth du plan de faille
dip = pendage du plan de faille
rake = direction du glissement dans le plan de faille



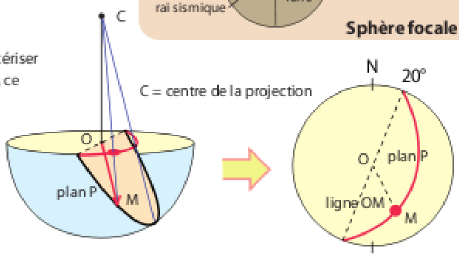
Trois paramètres seulement sont utilisés pour caractériser un mécanisme au foyer. Selon les normes de l'USGS, ce sont les « *strike, dip et rake* » auxquels on ajoute Mw

Caractéristiques d'un séisme



Canevas de Wulff

Il est utilisé pour représenter les objets tectoniques et sismologiques.



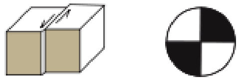
Projection stéréographique de l'hémisphère inférieur : projection d'un point, d'une ligne ou d'un plan (par exemple la position d'une station sismique M).

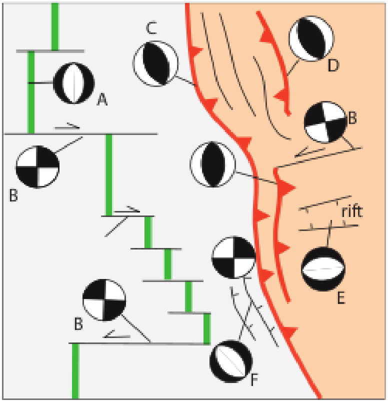
Représentation plane des éléments 3D sur un canevas

Projection stéréographique

Elle est utilisée en sismologie pour calculer les mécanismes aux foyers et en tectonique pour représenter les objets (failles, stries...).

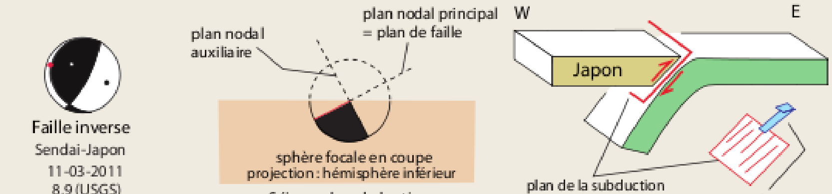
Les séismes et la géodynamique

type de faille	mécanisme au foyer	limite de plaque
 1 faille inverse (compression)		convergente (fosse de subduction, chaîne de collision)
 2 faille normale (extension)		divergente (dorsale, rift)
 3 faille décrochante (ici sénestre)		coulissante (faille transformante)



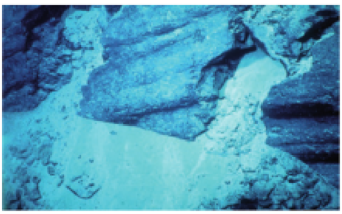
A : extension (axe des dorsales)
B : décrochement (f. transformante océanique ou continentale)
C : compression (subduction)
D : compression (chevauchement intracontinental)
E : extension (rift intracontinental)
F : extension (flexure avant-fosse, bombement ou *bulge*)

Mécanismes au foyer et géodynamique



Séisme de subduction
Le plan de la faille qui a rompu est le plan nodal qui est parallèle au plan de la subduction. Le vecteur glissement est le pôle du plan auxiliaire.

Mécanismes au foyer : cas du séisme de subduction du Japon du 11 mars 2011 (séisme de Sendai)

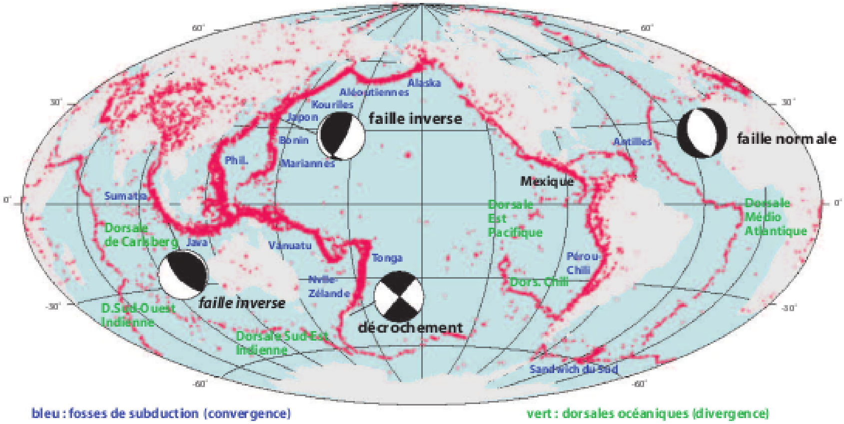




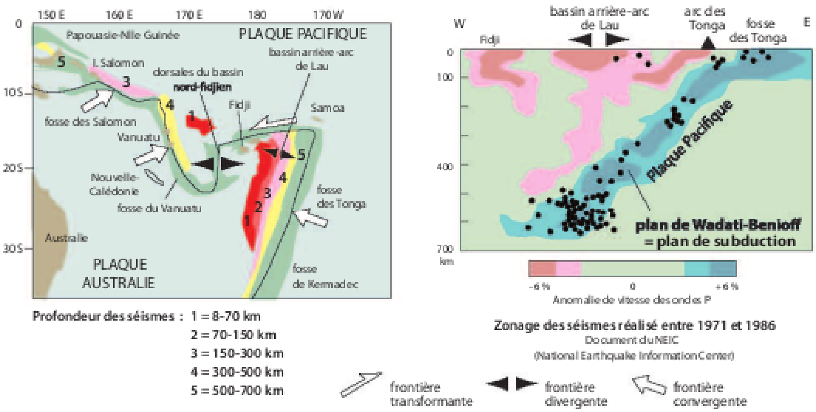
Marques géologiques des séismes
À gauche, cannelures horizontales sur un décrochement le long de la zone de fracture Vema (Atlantique).
À droite, talus créé par une faille inverse de forte magnitude (Mw > 6) (Taiwan, séisme de Chichi, 1999).

La sismicité mondiale : limites des plaques lithosphériques

La **sismicité globale** se distribue le long des frontières de plaques où se concentre l'essentiel de la **déformation de la lithosphère. Les mécanismes au foyer des séismes permettent de définir les trois** types de fontières de plaques : en **convergence**, en **divergence** ou en **coulissage**.

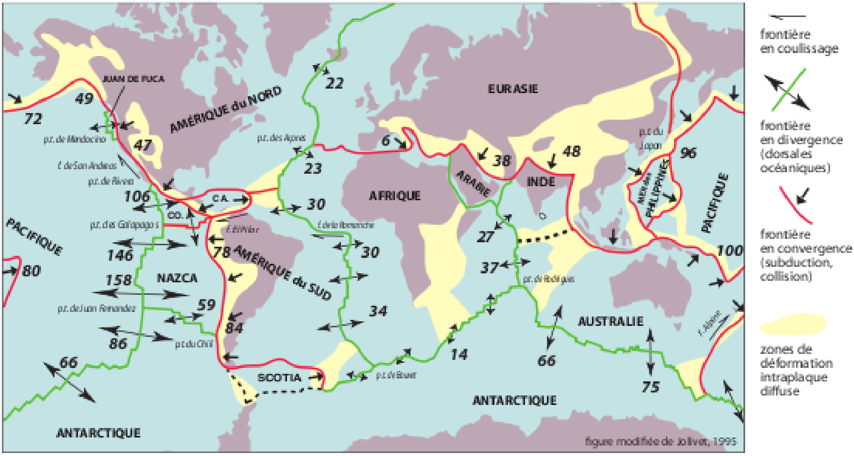


Mécanismes au foyer caractéristiques des trois types de frontières de plaques



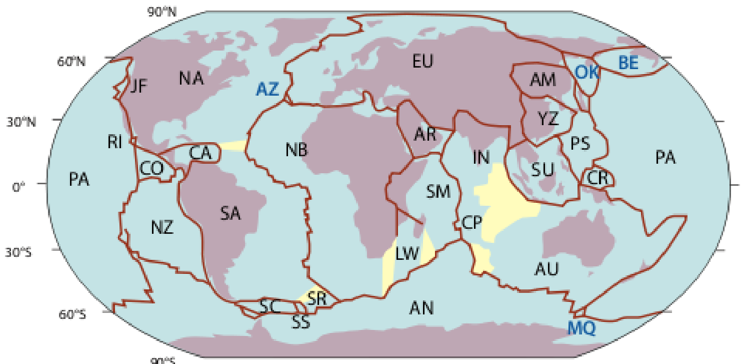
Répartition verticale de la sismicité et définition du plan de Wadati-Benioff : l'exemple des Tonga

Les modèles de plaques lithosphériques



Le modèle à 12 plaques principales NUVEL-1 de 1990

Les chiffres sont les valeurs des déplacements relatifs aux frontières en mm/an. Ces valeurs sont obtenues grâce aux déplacements des plaques calculés d'après les données des anomalies magnétiques océaniques moyennées sur 3 Ma pour les dorsales et les vecteurs glissement (pôle du plan nodal principal) pour les zones de subduction. Voir la fiche 126 pour le calcul des mouvements absolus des plaques.

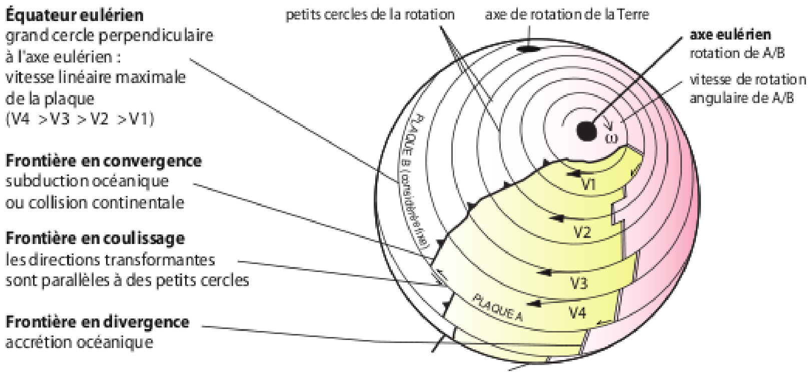


Les 29 plaques du modèle MORVEL de 2010

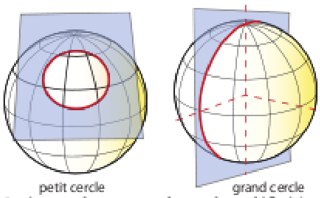
Ce modèle est calculé à partir de données paléomagnétiques plus précises sur toutes les dorsales permettant notamment une moyenne sur les dorsales rapides, à 0,7 Ma et non à 3 Ma. On se rapproche ainsi de la cinématique instantanée. AM = Amur, AN = Antarctique, AR = Arabie, AU = Australie, AZ = Açores, BE = Bering, CA = Caraïbes, CH = Bloc de Chine, CO = Cocos, CP = Capricone, CR = Caroline, EU = Eurasie, IN = Inde, JF = Juan de Fuca, LW = Lwandle, MQ = Macquaries, NA = Amérique du Nord, NB = Nubie (Afrique), NZ = Nazca, OK = Okhotz, PA = Pacifique, PH = Philippines, RI = Rivera, SA = Amérique du Sud, SC = Scotia, SM = Somalie, SR = Sud, SS = South Sandwich, SU = Sonde. En bleu foncé, les plaques dont le mouvement n'est pas calculé par MORVEL. Les zones colorées en jaune représentent les régions de déformation intra-plaque (frontières diffuses).

fiche 124

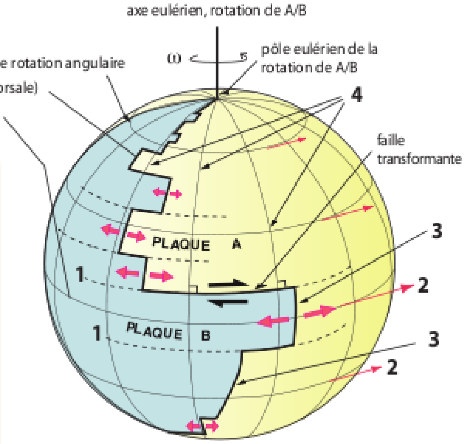
Principe de la tectonique des plaques



**Principe de la cinématique des plaques
et nomenclature des éléments géométriques
relatifs au mouvement des plaques**



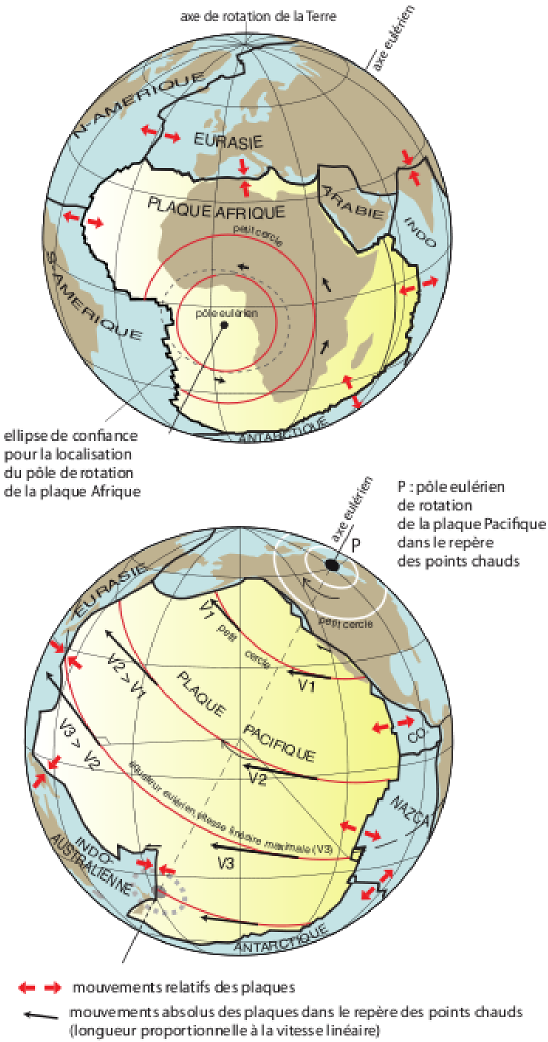
Petits cercles et grands cercles : définition
Deux cas d'interception d'un plan par une sphère



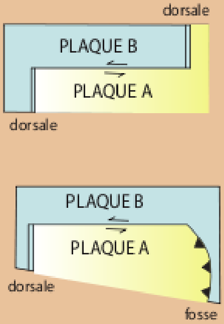
Cinématique d'une plaque A par rapport à une plaque B

1 : Les directions transformantes sont parallèles aux petits cercles de la rotation.
2 : Le vecteur vitesse relative (de A/B simple flèche rouge) est tangent au petit cercle. Son module décroît vers les pôles eulériens.
3 : Les segments d'accrétion sont souvent parallèles aux grands cercles de la rotation, mais l'orientation de la dorsale océanique peut être oblique par rapport à la direction de l'ouverture. La double flèche rouge représente le taux d'ouverture (de divergence).
4 : Les grands cercles de la rotation sont perpendiculaires aux segments actifs des zones transformantes.

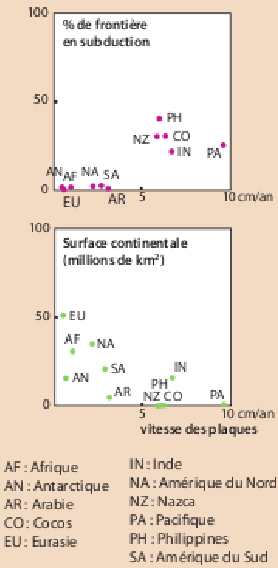
Cinématique des plaques : exemples



Cinématique des plaques Afrique et Pacifique



Les failles transformantes

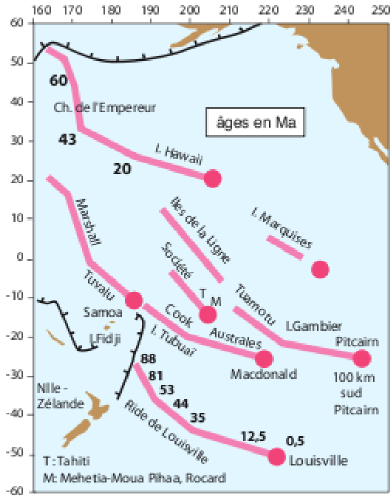


Corrélations fondamentales de la tectonique des plaques

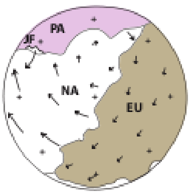
fiche 126

Les mouvements absolus des plaques

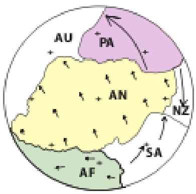
Le mouvement d'une plaque est déterminé soit par rapport à une plaque voisine, soit par rapport à un repère extérieur à la plaque : le centre de la Terre ou un repère extra-terrestre. Les géologues utilisent des repères géocentrés. Pour établir les modèles de déplacements absolus, les modèles de cinématique relative (type Nuvel ou Morvel, fiche 123) sont « calés » par rapport à un repère fixe. Les points chauds, dont le déplacement par rapport au centre de la Terre est très lent, sont de bons repères. La trace laissée par la migration d'une plaque au-dessus des panaches est datée point par point grâce à l'âge du volcanisme.



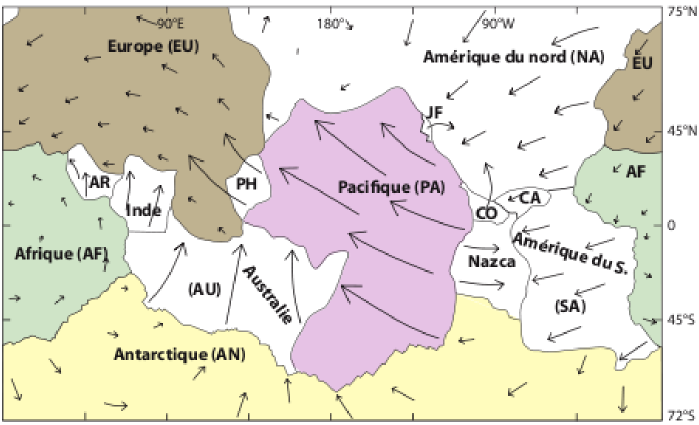
Les points chauds du Pacifique et l'âge (Ma) des édifices volcaniques le long de leurs traces sur la plaque Pacifique



Vue du pôle Nord



Vue du pôle Sud

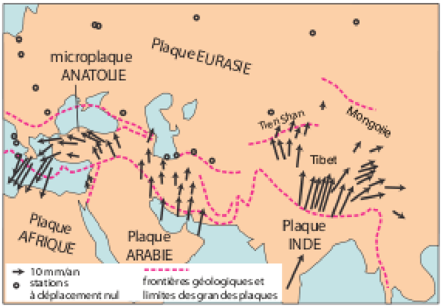


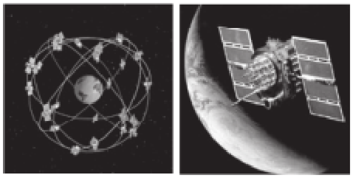
Chaque flèche est proportionnelle à la vitesse linéaire et représente la trace que laisserait un point chaud sur la plaque (11 cm/an pour la plus longue)

Le modèle de déplacement absolu des plaques dans le repère des points chauds de Gripp et Gordon

Les satellites et la géodynamique

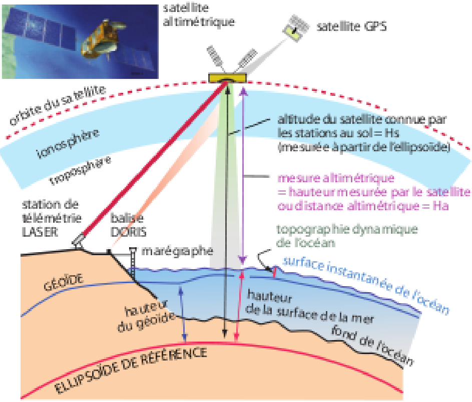
En dehors des satellites de télédetection, on utilise principalement deux types d'approches satellitaires en géodynamique, l'une pour mesurer le mouvement des plaques, l'autre pour établir une cartographie du relief terrestre sous la surface de la mer.





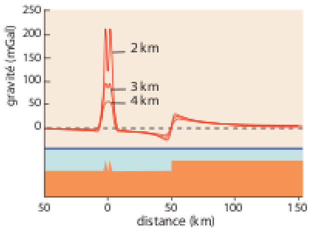
Constellation du système GPS

Déformation active des plaques et des frontières de plaques mesurée par GPS
Les flèches noires représentent les vecteurs **déplacement relatif** calculés par rapport à l'Eurasie fixe après 10 années de mesures.

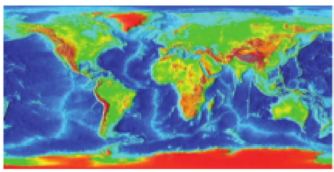


Le principe de l'altimétrie satellitaire

Le satellite altimétrique mesure la distance altimétrique Ha. Plusieurs passages au même point permettent de calculer une distance moyenne en retirant la topographie dynamique. On peut alors calculer le géoïde qui correspond à la surface moyenne de l'océan au repos. On représente non pas les ondulations de courte longueur d'onde du géoïde, mais la dérivée première de la hauteur du géoïde pour obtenir une image plus représentative des reliefs océaniques.



Anomalies de gravité dues à des reliefs océaniques
Les courbes correspondent aux anomalies mesurées en surface pour des profondeurs d'eau variables : 2, 3, 4 km au-dessus de l'anomalie topographique.



Carte du relief de la Terre
Elle est obtenue en combinant les données de topographie terrestre à la bathymétrie dite prédite résultant elle-même de la synthèse des données de l'altimétrie (surface océanique) et de la bathymétrie conventionnelle.

Partie 6

La déformation de la lithosphère

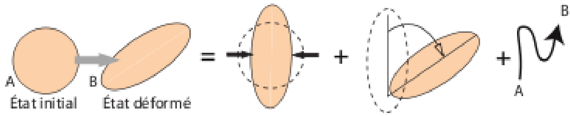


La tectonique étudie les déformations de la lithosphère. Plis liés à un chevauchement dans les Andes du sud-ouest de l'Argentine. Ces couches plissées au Pliocène et portées à 3 500 m d'altitude sont des sédiments marins crétacés, ce qui prouve que les Andes n'ont pas toujours été un relief majeur (*photo Yves Lagabrielle*).

fiche 128

Comportement des roches durant la déformation : la rhéologie

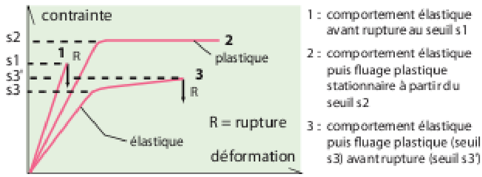
En réponse à un état de contrainte anisotrope, les roches changent de forme, de dimension et de localisation : c'est la **déformation**. La déformation peut être homogène ou hétérogène, ductile ou cassante (continue ou discontinue), localisée ou diffuse. La **rhéologie** étudie le comportement des corps soumis à des contraintes.



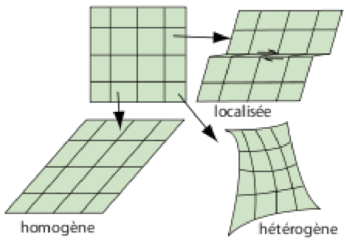
Déformation finie = changement de forme + rotation + déplacement



Déformation discontinue : comportement cassant
Faille normale dans des ignimbrites jurassiques en Patagonie.



Courbes contrainte/déformation

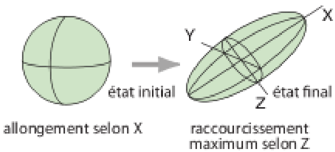


Types de déformation

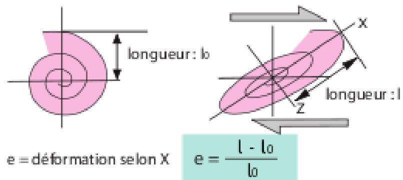


Déformation continue : comportement ductile
Plissement de la foliation dans des métasédiments éclogitiques de Corse.

Le comportement ductile et la plasticité sont facilités par l'augmentation de la température.



Ellipsoïde de déformation finie



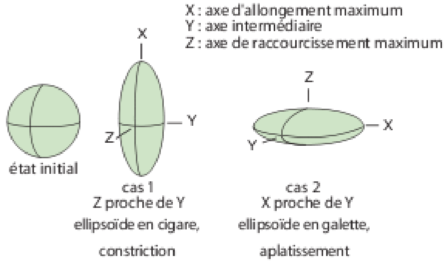
Mesure de l'intensité de la déformation

Contraintes et déformation

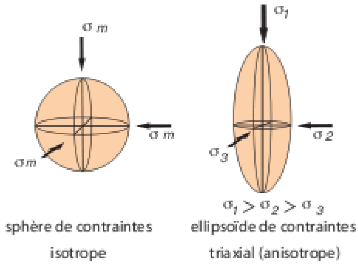
L'état de contrainte est représenté par l'ellipsoïde des contraintes et comprend deux composantes :

1. une **partie isotrope** de type hydrostatique, due au poids de la colonne de roches sus-jacentes, c'est la **contrainte lithostatique** ou **contrainte moyenne** ;
2. une **partie anisotrope** due aux forces tectoniques, c'est la **contrainte déviatorique** très faible devant la contrainte moyenne.

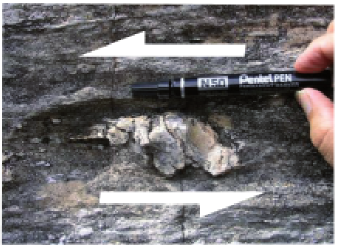
La contrainte a la dimension d'une pression (F/S).



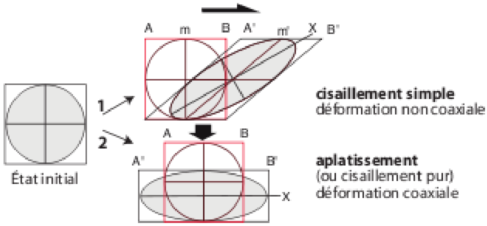
L'ellipsoïde X, Y, Z de la déformation



L'ellipsoïde des contraintes

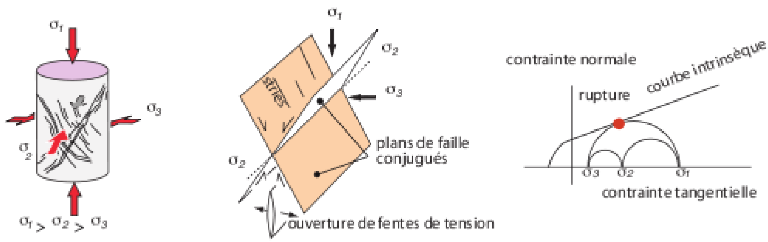


La forme asymétrique des objets déformés, ici une lentille de quartz dans des calcschistes, est l'indice d'une forte composante en cisaillement simple.



Les deux types de déformation homogène

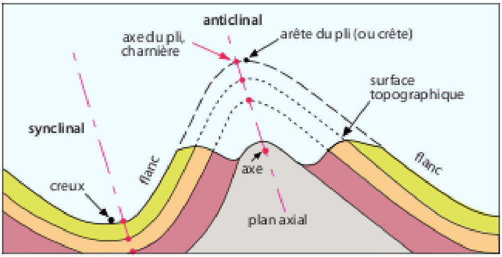
Dans la nature, la déformation est en général la somme d'une composante coaxiale et d'une composante non coaxiale.



Déformation d'une éprouvette de roche en contrainte triaxiale

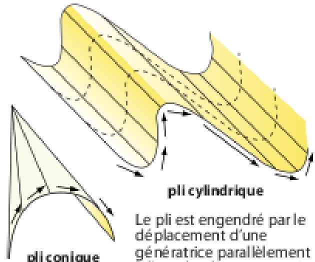
Disposition des plans de faille par rapport aux contraintes et cercle de Mohr correspondant

Tectonique souple : les plis

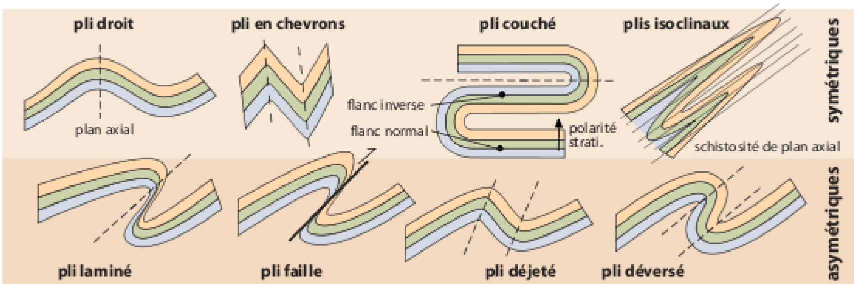


Éléments descriptifs des plis

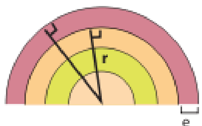
La région du pli où la courbure est maximale est la charnière ou axe du pli.
Le plan axial contient les axes des plis affectant les couches successives.



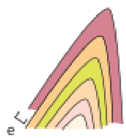
Le pli est engendré par le déplacement d'une génératrice parallèlement à l'axe du pli ou en rotation autour d'un point.



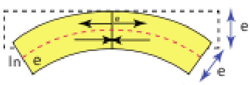
Nomenclature des plis selon leur géométrie



e est conservée constante,
le rayon de courbure (r) varie



e variable, flancs étirés,
charnière épaissie



ln = ligne neutre
= longueur conservée

Plis concentriques



Les plis semblables sont
reproduits par translation simple.
L'empilement est parfait, sans vides.
Ce sont les plis des domaines profonds

Plis semblables

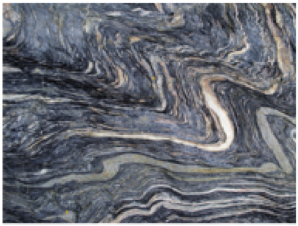


Plis concentriques (en haut),
plis semblables (en bas)
(radiolarites de Grèce)

Les plissements : signification dynamique



Radiolarites de Grèce



Schistes de la Zone Centrale, Taïwan

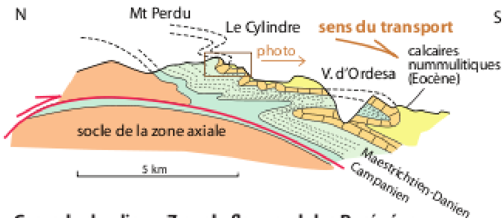


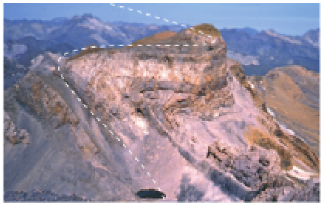
Géométrie en Z



Géométrie en S

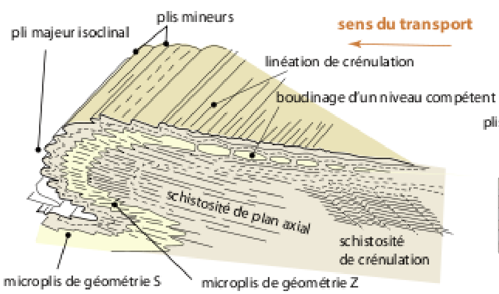
Lors du déplacement tectonique, dans les nappes de charriage par exemple, les roches se plissent selon des motifs géométriques caractéristiques. Les plis formés, dits **plis d'entraînement** sont asymétriques, avec des enchaînements de flancs longs et courts en allure de S ou de Z en lien avec le sens du transport.

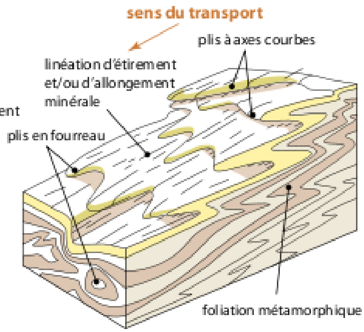




Cascade de plis en Z sur le flanc sud des Pyrénées

Une conséquence du charriage gravitaire de la couverture de la zone axiale vers le Sud.



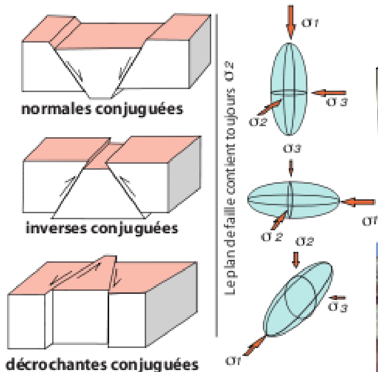


Microstructures des roches plissées

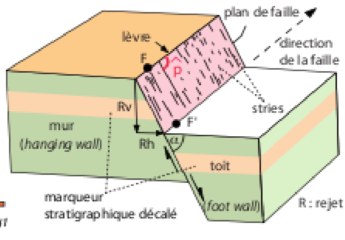
À gauche, déformation modérée typique du niveau structural où se développe la schistosité. Axes de plis perpendiculaires au sens du transport.

À droite, déformation plus intense dans le domaine des nappes de socle à déformation ductile. Axes courbes, parfois parallèles au sens du transport.

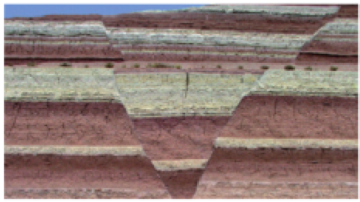
Tectonique cassante : les failles



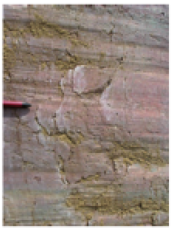
Les trois types de failles et les ellipsoïdes des contraintes correspondants



Éléments descriptifs d'une faille
Cas d'une faille normale. p est le pitch de la strie (se mesure dans le plan de faille).



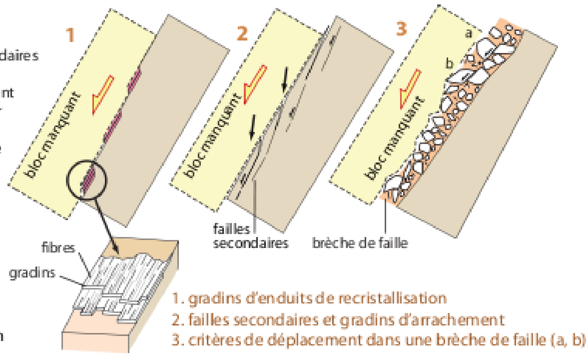
Failles normales conjuguées
(argiles pliocènes, Iran)



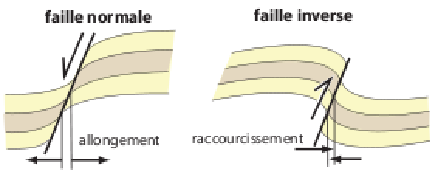
Stries, failles secondaires et gradins d'arrachement sur un miroir de faille décrochante (sénestre)



Gradins de cristallisation de calcite



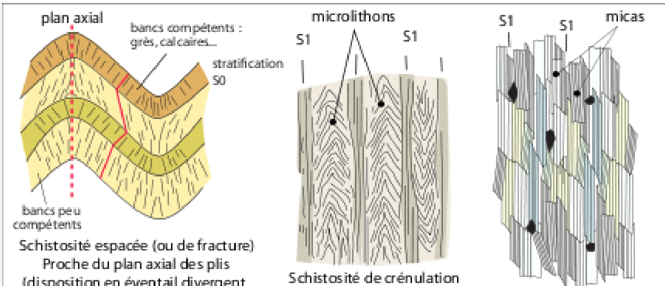
Principaux tectoglyphes sur les plans de failles



Les **crochons de faille** dessinés par la courbure des bancs de part et d'autre d'un plan de faille sont d'excellents indicateurs cinématiques.

Schistosité et foliation

Lors de la déformation, les roches métamorphiques acquièrent des structures planaires pénétratives d'origine purement mécanique (fissilité) ou liées à des recristallisations métamorphiques conduisant à une différenciation minéralogique.

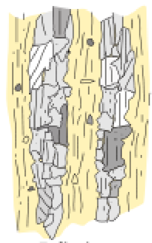


Schistosité espacée (ou de fracture) Proche du plan axial des plis (disposition en éventail divergent sur les flancs du pli et réfraction)

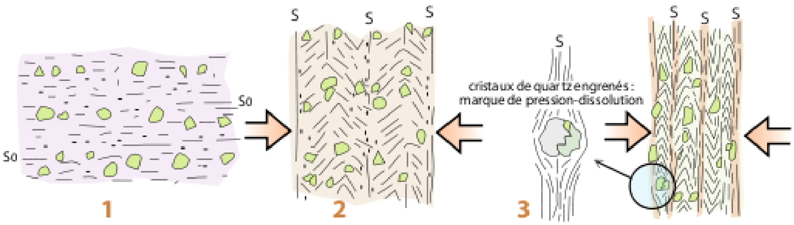
Schistosité de crénulation

Schistosité de flux (ardoisière)

Schistosité : plans préférentiels de débit de la roche en feuillets



Foliation
Fissilité + litage dû à des alternances de lits de composition minéralogique variable

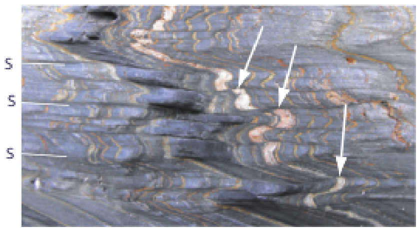


1
- sédimentation,
- diagénèse, compaction,
- transformation des argiles

2
- compression, début du métamorphisme,
- cristallisation des micas,
- début d'individualisation des microlithons

3
- genèse de la schistosité S (plan de l'aplatissement)
- **pression - dissolution** dans les plans S
- plissement des micas et cristallisation de nouveaux micas dans les plans S

Genèse de la schistosité lors d'une phase de déformation unique

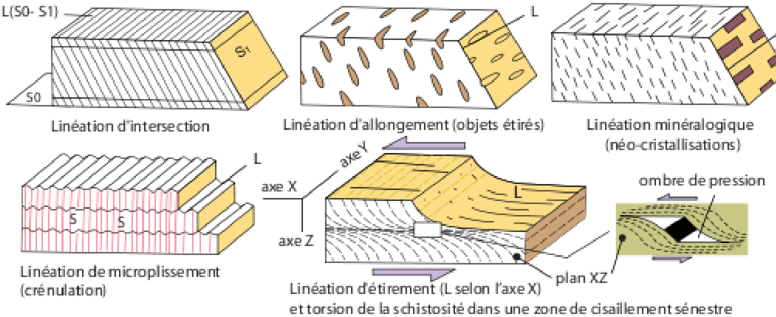


La schistosité. Les plans de schistosité S sont les plans d'aplatissement maximum de la déformation (plans X, Y, perpendiculaires à Z). Ils sont le siège de dissolution de la matière. Ce phénomène tend à faire disparaître les flancs des plis comme dans ces micaschistes de Belle-Ile (Morbihan).

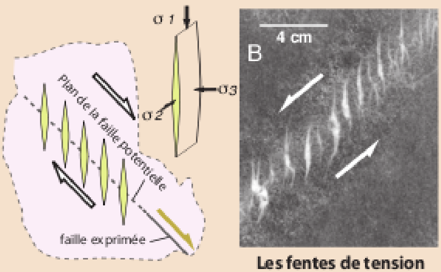


La foliation. Elle résulte de la transformation au cours du métamorphisme des alternances lithologiques initiales en feuillets de nature minéralogique variable. Exemple des schistes rubanés de la Chaîne Centrale de Taiwan (métasédiments gréso-pélitiques).

La microtectonique : les indicateurs cinématiques

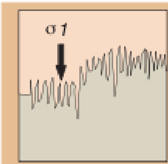


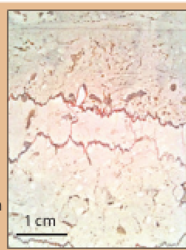
Les différentes linéations



Les fentes de tension

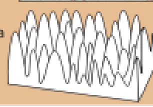
Témoins de l'extension discontinue le long d'une faille potentielle par ouverture de la roche et cristallisation dans les vides ainsi créés (calcite, quartz…).

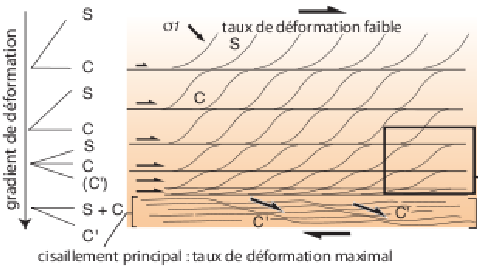


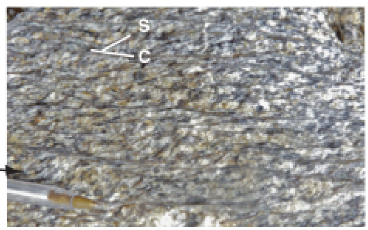


Les stylolithes

Traces de la dissolution de la roche et de la concentration des résidus non dissous dans la direction de la contrainte principale.





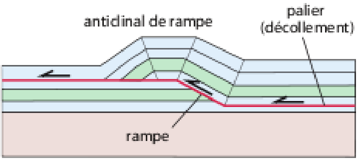


Granite d'Elven (Morbihan)

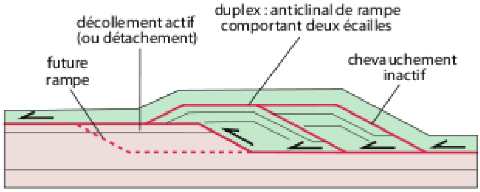
Les structures C/S dans les granites soumis à une déformation lors de leur refroidissement

La fabrique comporte d'abord des plans de schistosité (S) correspondant au plan d'aplatissement de la matière. Puis, apparaissent des plans de glissement ou de cisaillement (C). Les plans S se rapprochent des plans C à déformation croissante. Dans la zone de cisaillement principale, S et C sont confondus, des plans C' apparaissent.

Plis et failles : la croissance des prismes tectoniques

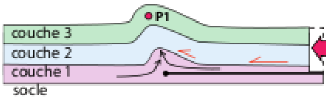


Rampe et palier simple

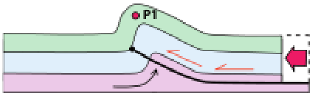


(les traits fins noirs soulignent la stratification)

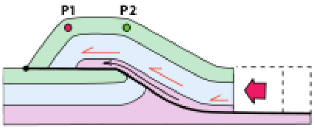
Association de rampes formant un duplex



stade 1. Pli au-dessus d'un détachement (ou décollement horizontal) (*detachment fold*). Les couches 2 et 3, compétentes, se déforment par flambage (*buckling*). La couche 1 est incompétente ; sa viscosité est faible. Elle se comporte comme un fluide (flèches noires). Ce niveau permet le décollement des couches sur le socle plus rigide.



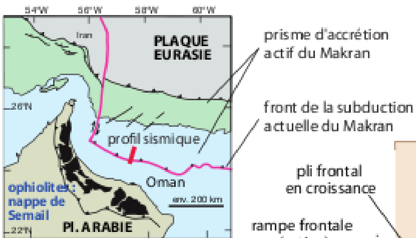
stade 2. Pli au-dessus d'une rampe en croissance (*fault-propagation-fold*). Le décollement continue de fonctionner et le plissement s'accentue, mais en raison d'un blocage imposé par le plissement, le décollement monte dans la pile sédimentaire. De palier, il devient rampe.



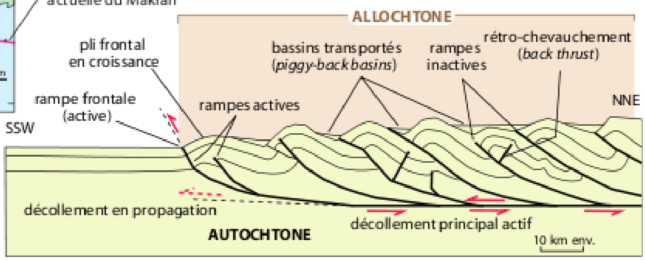
stade 3. Pli de palier (*fault-bend-fold*). À la surface, le chevauchement s'aplatit et redevient palier. P2 prend naissance au-dessus du point de passage rampe - palier par flambage imposé par la courbure du plan de chevauchement, en arrière de P1. L'épaisseur des sédiments est doublée au droit du dernier palier.

Évolution du plissement d'un ensemble de trois couches en relation avec le fonctionnement d'un détachement

Rôle d'un niveau permettant le décollement.



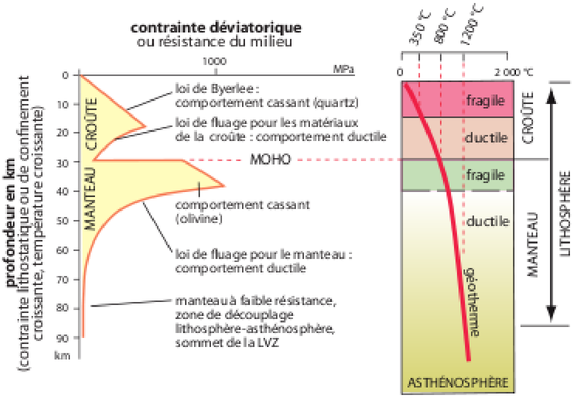
Interprétation d'un profil sismique au front tectonique actif de la collision Arabie/Eurasie au large du Makran



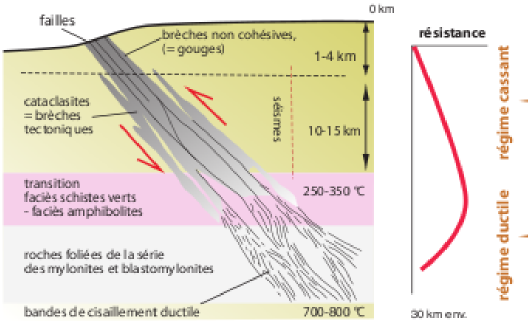
fiche 136

Rhéologie de la lithosphère continentale

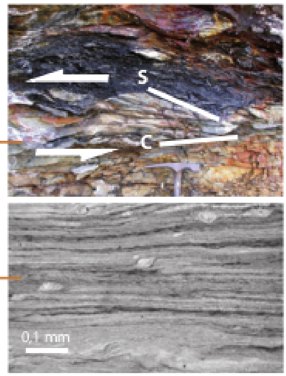
La lithosphère continentale se déforme à la fois de manière **élastique** (flexure réversible en réponse à une surcharge) et de manière **plastique** par le biais de structures tectoniques irréversibles. Ces structures sont soit cassantes, soit ductiles selon les conditions P et T de la déformation. La distribution sur une verticale des modes de déformation (ou **profil de résistance**) montre généralement une stratification de la lithosphère en quatre couches.



Profil de résistance moyen de la lithosphère continentale

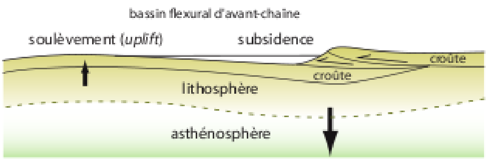


Types de déformation à travers la croûte continentale



Roches de faille

En haut : contact de base de la nappe de Gavarnie. Sédiments siluriens sombres sur des calcaires crétacés ; la roche est une brèche tectonique froide (< 300 °C), peu cohésive, marquée par un fort aplatissement et des sigmoïdes limités par des plans C (cisaillement) et S (schistosité). En bas : mylonite dans les gneiss du Limousin. Déformation à plus haute température (400-700 °C). Alignement de grains de quartz et feldspaths néoformés par recristallisation dynamique.



Flexure de la lithosphère

La lithosphère répond au surépaississement crustal dans les chaînes de montagne par empilement de nappes, en fléchissant. Un bassin flexural se développe au front des chaînes (**subsidence** et dépôt des molasses).

Les nappes de charriage

À la bordure des plaques lithosphériques en convergence, la tectonique continentale implique par d'énormes déplacements de matière : les **nappes de charriage**. Les nappes sont les éléments unitaires dans la construction des chaînes de collision. Selon le niveau structural, il existe des **nappes de couverture** et des **nappes de socle**.

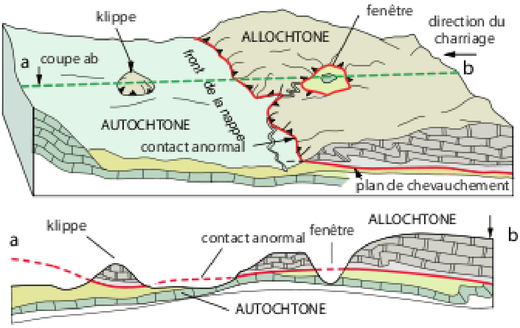
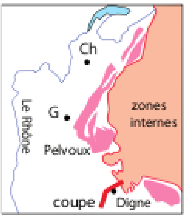
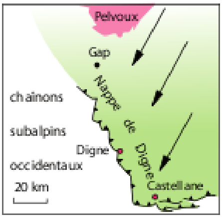
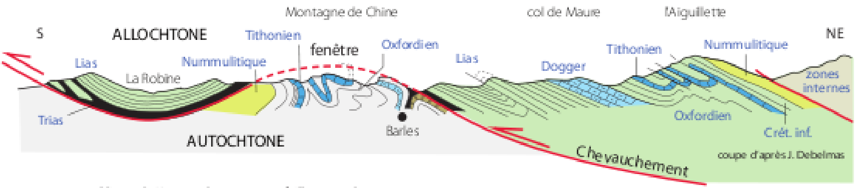


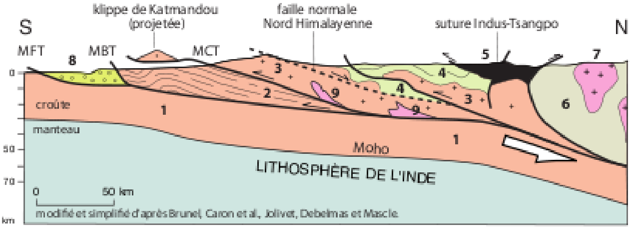
Schéma d'une nappe de charriage et coupe correspondante (a b)





Un exemple de nappe de couverture :
la nappe de Digne au sud des Alpes occidentales.
La carte de gauche montre la localisation de la coupe ci-dessous, la carte de droite montre le sens et l'amplitude du déplacement de l'ensemble de la couverture des chaînons subalpins orientaux. Le chevauchement se produit nécessairement après le Nummulitique (Eocène supérieur) qui est présent à la fois dans l'autochtone et dans l'allochtone.



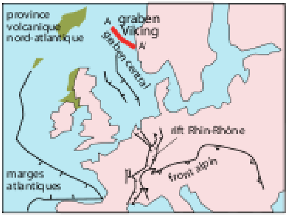


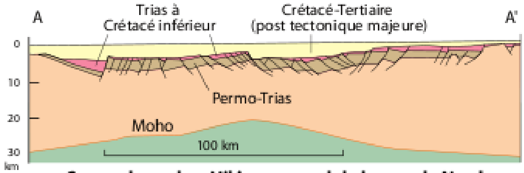
Les nappes de socle dans une coupe transversale schématique de l'Himalaya

1 : croûte indienne, 2 : Bas-Himalaya, 3 : Haut-Himalaya (dalle du Tibet), 4 : couverture sédimentaire de la dalle du Tibet (Ordovicien à Eocène)(10 km ép.). Le sommet de l'Everest (8 848 m) est fait de calcaires ordoviciens, 5 : ophiolites téthysiennes de la suture du Tsangpo, 6 : croûte du Tibet (plaque Eurasie), 7 : batholite transhimalayen, 8 : Siwaliks, 9 : leucogranites.
MFT, MCT, MBT : grands chevauchements de socle.

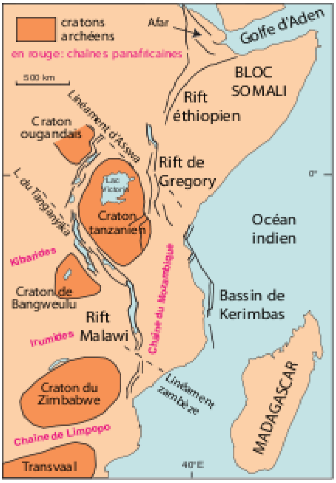
Les rifts continentaux

L'amincissement de la croûte et la remontée du Moho sous les rifts sont montrés sur trois exemples : Norvège, Alsace-Forêt Noire, Afrique.

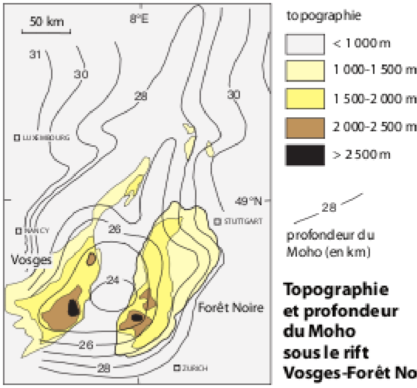




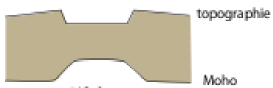
Coupe du graben Viking au nord de la mer du Nord



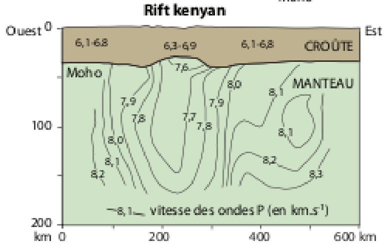
Carte structurale simplifiée du système de rifts est-africains



Topographie et profondeur du Moho sous le rift Vosges-Forêt Noire



Rift kenyan

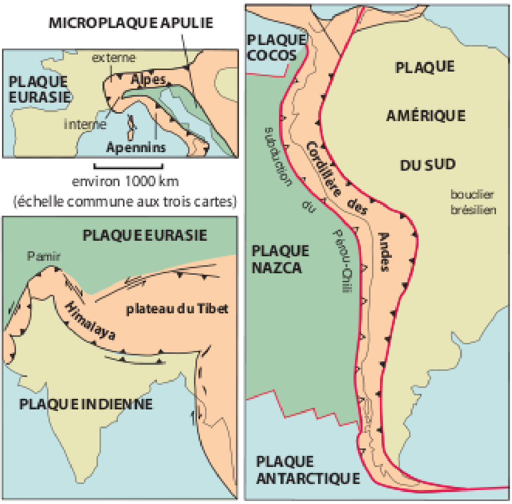


Distribution de la vitesse des ondes P sur une coupe perpendiculaire au rift kenyan

Le système de rifts de la Limagne à l'Alsace et à la vallée du Rhin est oligo-miocène. Les bordures des fossés se sont soulevées au Mio-Pliocène. L'extension s'est accompagnée de volcanisme alcalin. En mer du Nord, l'extension, très précoce débute au Permo-Trias et se poursuit au Jurassique. Elle a individualisé des bassins qui constituent aujourd'hui des gisements de pétrole (roche-mère du Jurassique). Le système du rift est-africain, d'âge néogène, s'étend sur 3 000 km. C'est une frontière diffuse entre les blocs Nubie et Somali, découpant la grande plaque Afrique.

Les chaînes de montagne

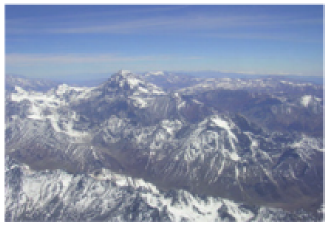
Les reliefs des chaînes des Alpes, de l'Himalaya-Tibet et des Andes sont la conséquence de la convergence de la lithosphère. Les **Alpes** dessinent un arc déversé vers le nord et l'ouest pour la partie externe (les terrains issus de la plaque Apulienne chevauchent l'Europe) et vers le sud pour la partie interne. Dans les Apennins, les chevauchements se font vers l'est, sur la plaine du Pô qui représente l'avant-fosse molassique de cette chaîne.



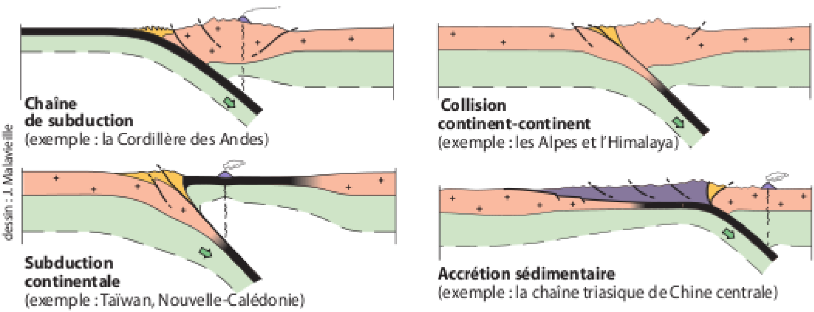
Trois grandes chaînes de montagne représentées à la même échelle

Les reliefs des **Andes** résultent de la convergence des plaques Nazca et Amérique du Sud, il s'agit donc d'une chaîne de subduction, mais la subduction du bouclier brésilien vers l'ouest est un facteur majeur de la croissance des reliefs.

L'**Himalaya** est une chaîne de collision qui absorbe la convergence de l'Inde et de l'Eurasie. La marge de l'Inde se déforme alors que l'Eurasie se comporte de façon rigide. Le plateau du Tibet s'est construit à l'issue d'une longue évolution impliquant la collision de plusieurs microcontinents depuis la fin du Paléozoïque.



Le sommet des Andes, l'Aconcagua
C'est un strato-volcan éteint chevauchant vers l'Est. Sa présence témoigne de la contribution majeure du magmatisme d'arc à la construction des chaînes de subduction.

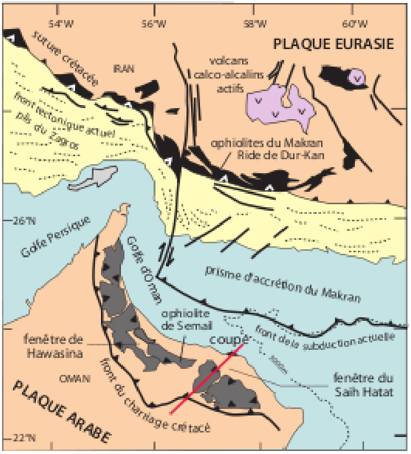


Les types principaux de chaînes de montagne

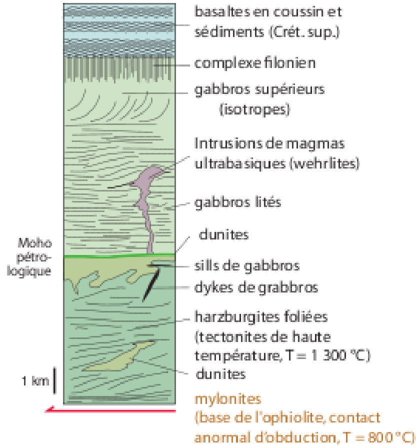
fiche **140**

L'obduction : la nappe de Semail (Oman)

La nappe ophiolitique de Semail provient d'une partie de la Téthys d'âge Crétacé supérieur. L'obduction sur la bordure de la plaque Arabe est datée du Crétacé terminal. Elle a suivi l' écaillage de la marge arabe, avec redoublement de croûte continentale, induisant un métamorphisme de haute pression (HP) dans les unités enfouies.



Carte de situation de la nappe de Semail en Oman

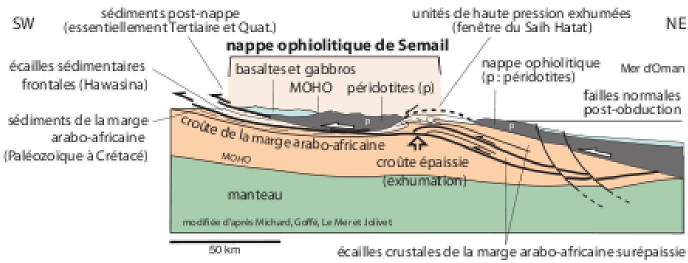


Log de l'ophiolite de Semail



Schéma de situation géotectonique

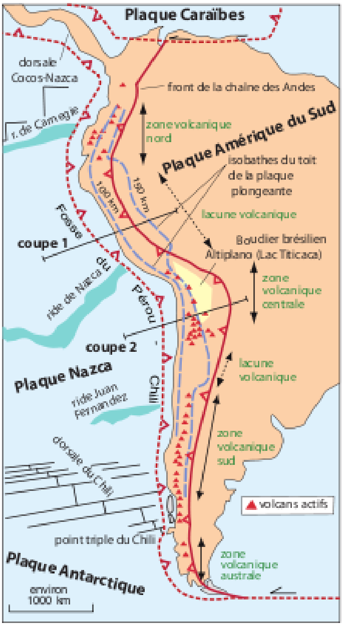
Les ophiolites d'Oman forment un croissant de 500 km de long sur 50 à 100 km de large. La séquence ophiolitique, typique d'une dorsale rapide, dépasse 10 km d'épaisseur au total. Les unités HP, exhumées dès la fin du Crétacé et au cours du Tertiaire, affleurent dans des fenêtres tectoniques ouvertes dans les ophiolites. Au nord d'Oman, subsiste un océan en cours de subduction sous le Makran (fiche 135). Il n'y a pas de collision post-obduction.



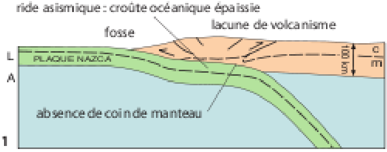
Coupe de la nappe de Semail en Oman

La Cordillère des Andes

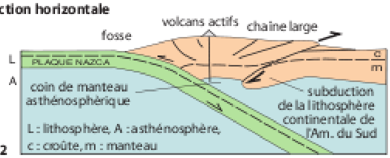
Les Andes résultent de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud. Le comportement de la chaîne dépend fortement du pendage du plan de subduction. L'orogène s'est construit récemment, en grande partie en réponse à la subduction de la lithosphère du bouclier brésilien sous la croûte andine. Durant plus de 150 Ma, la subduction n'a pas engendré de reliefs.



Carte générale de la Cordillère des Andes



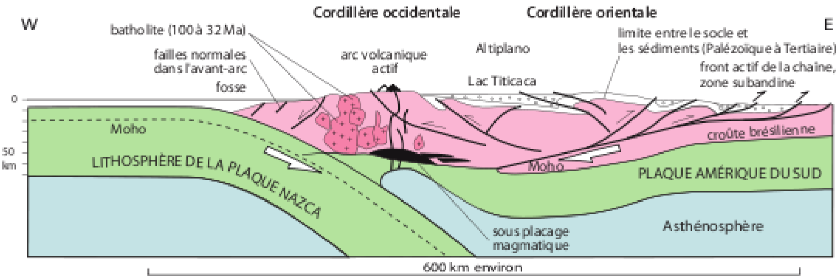
coupe 1
Subduction horizontale



coupe 2
Subduction régulièrement pentée



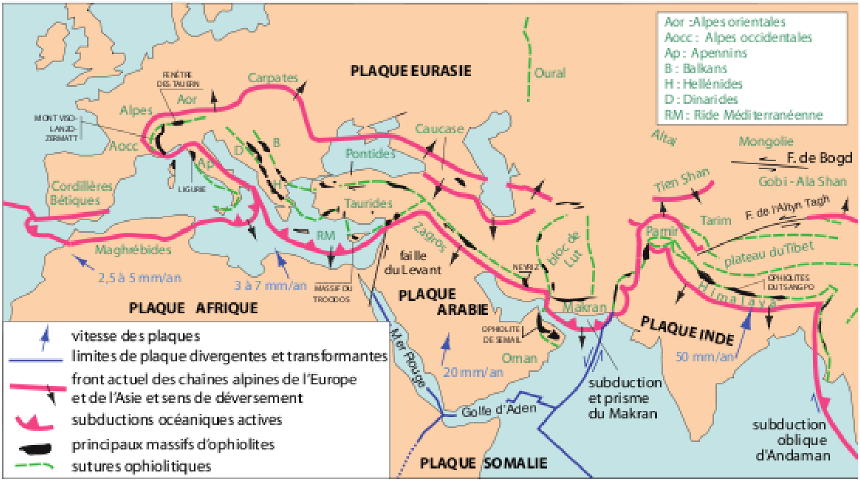
Chevauchement du socle paléozoïque sur les sédiments néogènes continentaux
(Quebrada de Humahuaca, NW Argentine)
La surrection de l'Altiplano est récente : moins de 15 Ma.



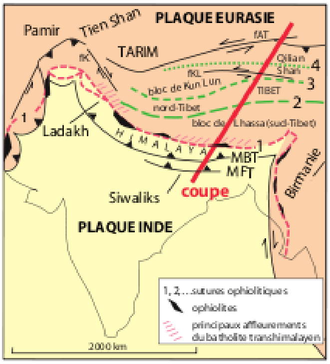
Coupe simplifiée E-W passant par le Lac Titicaca

fiche 142

Des Alpes à l'Himalaya

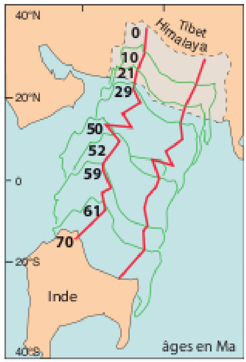


Carte structurale de la chaîne alpine de l'Inde à l'Ibérie

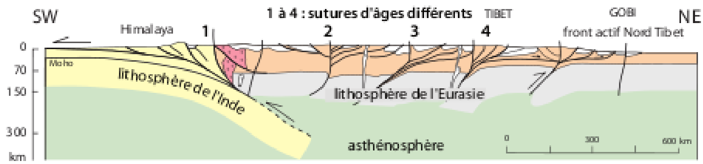


Les sutures ophiolitiques de l'Himalaya et du Tibet

fKL: faille du Kun Lun
fAT: faille de l'Altyn Tagh
fK : faille du Karakorum
1 : suture Indus-Tsangpo (Cénozoïque)
2 : suture Bangong Nujiang (J. sup.- C. inf)
3 : suture Hoh Xil ou Jinsha (Trias)
4 : suture paléozoïque de Kunlun



Migration de l'Inde depuis 70 Ma
Le début de la collision est vers 50 Ma lorsque l'Inde ralentit sa course.



Coupe de l'Himalaya au Nord du Tibet

Les Alpes occidentales

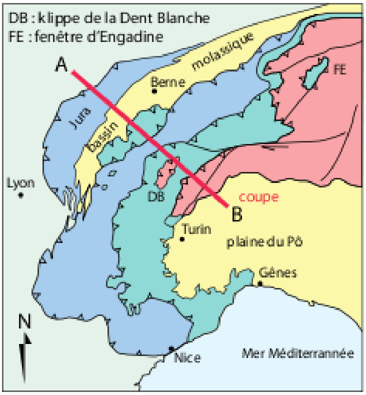
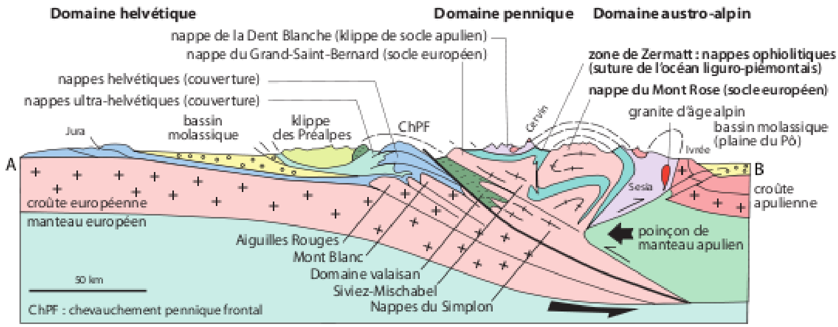


Schéma structural des Alpes occidentales

Les Alpes résultent de la fermeture d'un océan ouvert entre la plaque Europe et la micro-plaque Apulie, une dépendance de la plaque Afrique. Les deux marges très amincies de cet océan, rapprochées par la convergence et fortement imbriquées entre elles par la collision, forment l'essentiel de la chaîne.

- marge européenne externe
- bassins molassiques
- marge européenne : domaine delphino-helvétique
- marge européenne distale (briançonnais) et océan liguro-piémontais : domaine pennique
- marge apulienne : domaine austro-alpin

Les Alpes sont une chaîne de collision dont l'évolution a débuté par la subduction du domaine océanique ouvert au Jurassique : l'océan liguro-piémontais. On distingue trois grands domaines qui se sont avancés sur la marge européenne externe à l'issue de la fermeture de l'océan.



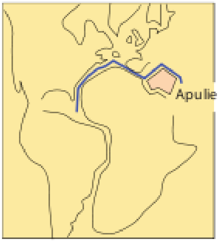




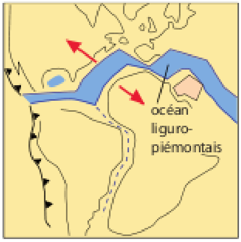
Le pli de Saint-Clément (à gauche), dans les Alpes sud-occidentales, affecte le flysch à Helminthoïdes, une unité transportée sur plusieurs centaines de kilomètres. Dans la Vanoise (à droite), au sein du domaine pennique, la marge européenne a été enfouie à plus de 50 km dans la subduction alpine et exhumée rapidement au cours du Cénozoïque.

fiche 144

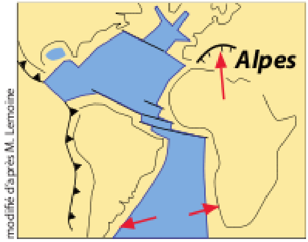
Les Alpes : histoire d'un océan



Trias supérieur (220 Ma) à fin Jurassique moyen (165 Ma)
Début de l'étape téthysienne : rifting intra-continental.

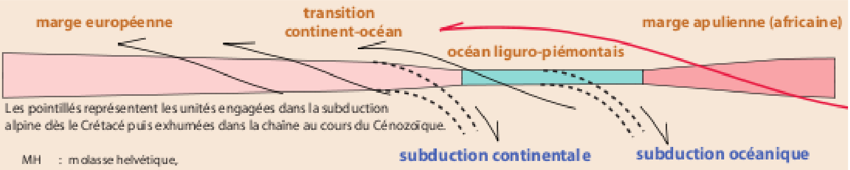


Fin du Jurassique moyen (165 Ma) au milieu du Crétacé (110 Ma)
Étape téthysienne, expansion de l'océan liguro-piémontais, début d'ouverture de l'Atlantique central.



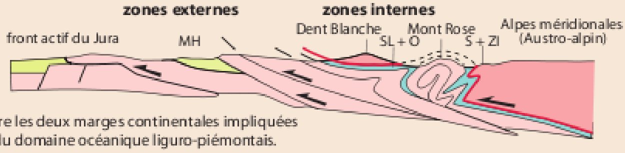
Crétacé supérieur, Tertiaire et Quaternaire (100 Ma à nos jours)
Étape alpine, ouverture de l'Atlantique sud, montée de l'Afrique, résorption de l'océan ligure par subduction sous la marge continentale africaine (apulienne), puis collision.

Trois étapes dans la formation des Alpes



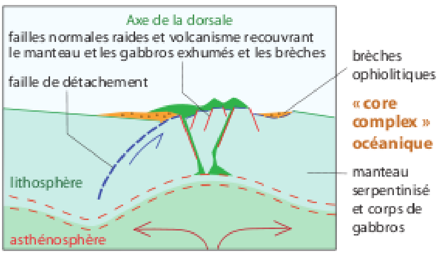
Les pointillés représentent les unités engagées dans la subduction alpine dès le Crétacé puis exhumées dans la chaîne au cours du Cénozoïque.

MH : molasse helvétique, bassin d'avant-chaîne
SL + O : schistes lustrés et ophiolites : suture océanique
S + ZI : Sesia et Zone d'Ivrée, marge apulienne



La formation des Alpes

Ce schéma très simplifié montre les deux marges continentales impliquées dans la collision et le devenir du domaine océanique liguro-piémontais.



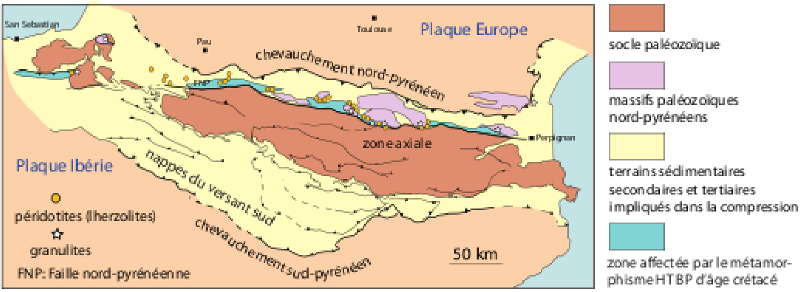
La paléo-dorsale de l'océan liguro-piémontais
Réconstitution d'après l'analyse des ophiolites alpines (Chenaillet et schistes lustrés piémontais)



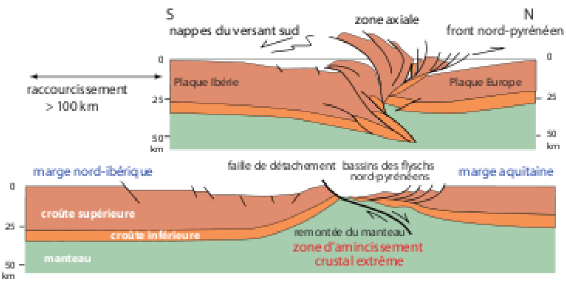
Le massif ophiolitique du Mont Viso
Fait de métabasaltes, métagabbros et serpentinites éclogitiques, il est le témoin de la subduction de l'océan alpin à plus de 70 km de profondeur.

Les Pyrénées

Les Pyrénées résultent de l'inversion tectonique d'un espace ouvert entre les marges ibérique et européenne très fortement étirées et amincies durant l'Albien et le Cénomanien. La compression débute au Crétacé terminal et se poursuit durant l'Éocène. La chaîne est à double déversement.

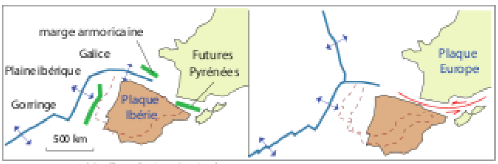


Carte géologique simplifiée des Pyrénées



Le cœur de la chaîne est formé par des terrains paléozoïques surélevés (zone axiale). Le flanc sud est formé par des nappes de couverture glissant pendant la sédimentation. Le flanc nord comprend des nappes sédimentaires issues du bassin des flyschs et les anciens blocs basculés de la marge inversée, déversés vers le nord.

Modèle de formation des Pyrénées : inversion d'un rift crétacé à croûte hyper-amincie

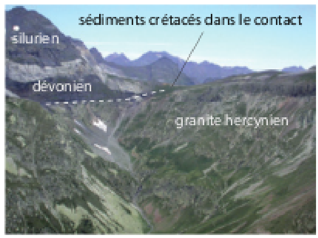


126-118 Ma (Barrémien-Aptien) à 107 Ma (Albien moyen)

100-90 Ma (Albien sup. à Cénom.-Turonien)

Dérive de l'Ibérie et ouverture du rift pyrénéen

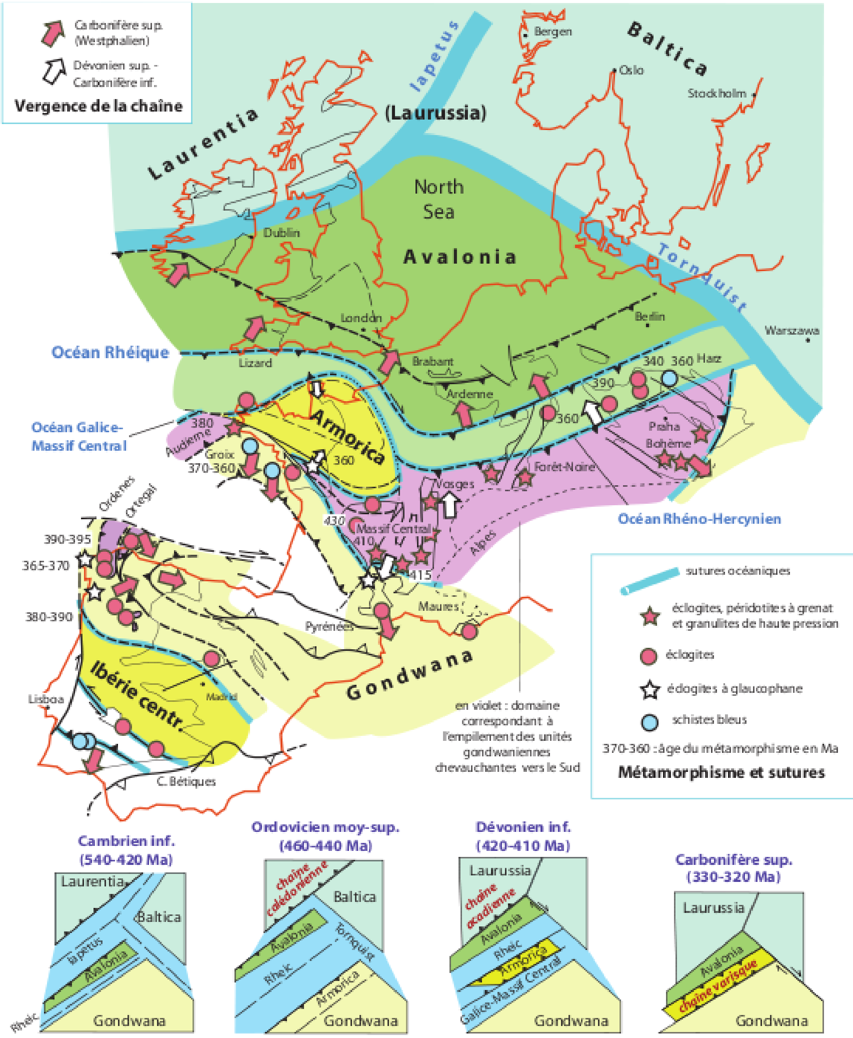
Les traits verts représentent les régions de dénudation du manteau. Durant l'extension du Crétacé moyen, la croûte continentale s'est déchirée localement. Les sédiments mésozoïques sont venus en contact avec le manteau. Le métamorphisme pyrénéen (HT, BP) date de cet épisode.



La nappe de Gavarnie

Elle met en contact les sédiments paléozoïques de la zone axiale (Siluro-Dévonien) sur le granite de Biesla plus récent.

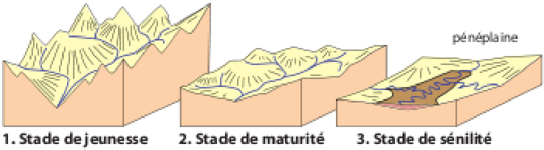
La chaîne varisque en Europe



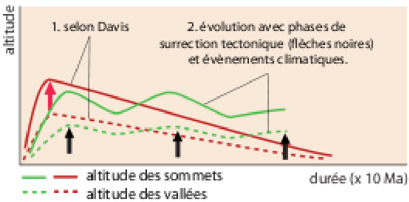
De la chaîne calédonienne à la chaîne varisque : les orogénèses paléozoïques
Cartes et schémas d'après une synthèse de Michel Ballèvre, 2013.

Le modelé des paysages

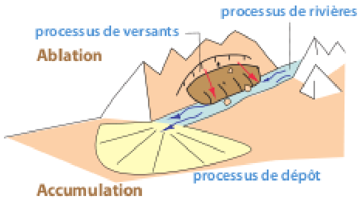
Le relief de la Terre est modelé par les interactions entre la dynamique interne et l'érosion. La tectonique et le volcanisme sont à l'origine des formes primitives qui sont dégradées par les agents de l'érosion chimique et mécanique. La surface terrestre est composite : aplanissement des reliefs et accumulation des sédiments.



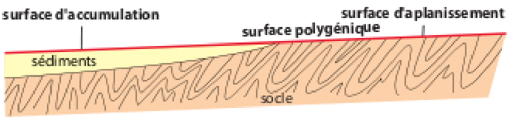
Évolution du modelé sans rajeunissement tectonique (cycle de Davis)
Si les reliefs n'étaient pas rajeunis par la tectonique, ils évolueraient de façon simple vers la pénéplaine.



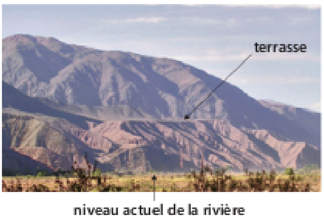
Évolution des reliefs selon deux conceptions
Phase tectonique puis cycle érosif (Davis) ou succession d'évènements tectoniques et climatiques.



Les processus des rivières
Les versants s'aplanissent par ablation (glissements gravitaires), les rivières déblaient et déposent.



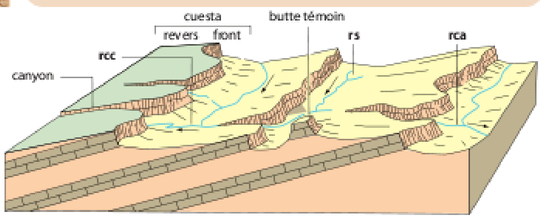
Les pénéplaines
Les pénéplaines résultent de l'abrasion des reliefs au cours de plusieurs cycles (notion de surface polygénique). Elles se prolongent dans les surfaces d'accumulation (sédimentation des déblais produits par l'érosion mécanique).



Les terrasses alluviales
Dans les chaînes de montagne, les débris de l'érosion s'accumulent au pied des reliefs dans les vallées. En réponse à une surrection ou à une baisse du niveau de base des rivières, ils peuvent être à leur tour disséqués par l'érosion et partiellement évacués vers l'extérieur de la chaîne. Les sédiments résiduels forment alors les terrasses alluviales appuyées sur les flancs des vallées. Exemple d'une terrasse pliocène dans les Andes d'Argentine (Quebrada de Humahuaca). Épaisseur des dépôts 80 m env.).

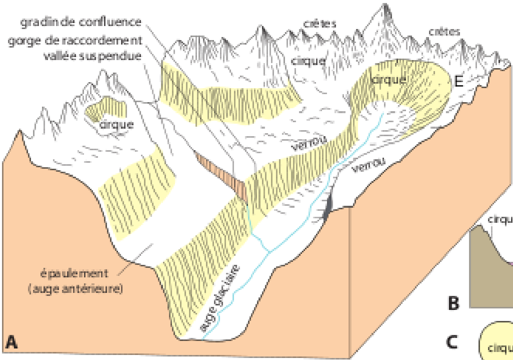
Le relief de cuesta
Il se développe dans les régions monoclinales faiblement pentées par érosion différentielle des couches.

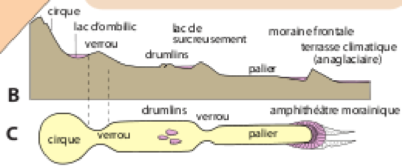
rs : rivière subséquente (orthoclinale)
rca : rivière conséquente (anaclinale)
rcc : rivière conséquente (cataclinale)



fiche 148 Lithologie et climat : facteurs de modelé des paysages

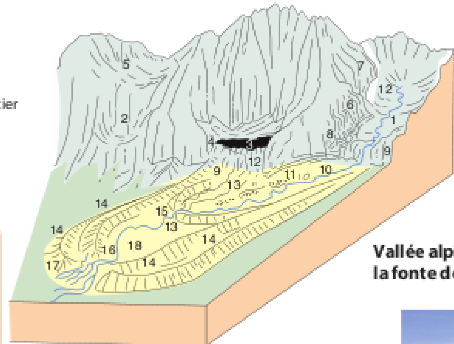
En l'absence de mouvements du sol d'origine interne, le modelé des paysages dépend directement de l'intensité des processus érosifs chimiques ou mécaniques. Le climat a donc une emprise très forte sur les formes du relief. Ceci s'applique tout particulièrement aux conditions glaciaires.





Le modelé glaciaire : bloc diagramme (A), coupe (B) et vue en plan (C)

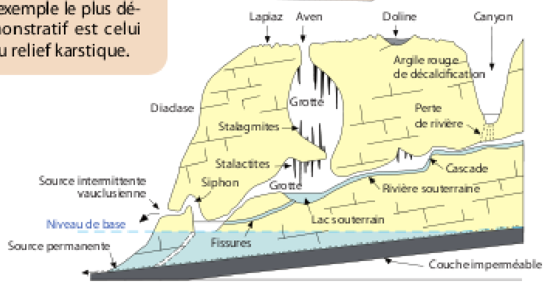
1 : auge glaciaire
2 : cirque
3 : lac de cirque ou d'ombilic
4 : verrou
5 : limite de polissage du glacier
6 : paroi de vallée en U
7 : épaulement (cas de vallées emboîtées)
8 : cannelures



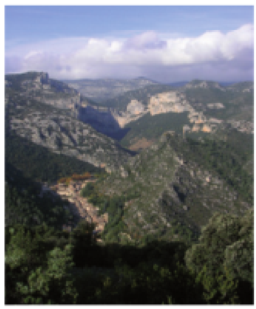
9 : gradin, ressaut de vallée
10 : terrain glaciaire
11 : drumlin
12 : roche moutonnée
13 : moraine de fond
14 : moraine de poussée et vallum morainique
15 : moraine terminale
16 : gorge
17 : esker
18 : kame

Vallée alpine après la fonte des glaciers

À climat égal, la lithologie est un facteur essentiel du développement des formes du relief. L'exemple le plus démonstratif est celui du relief karstique.



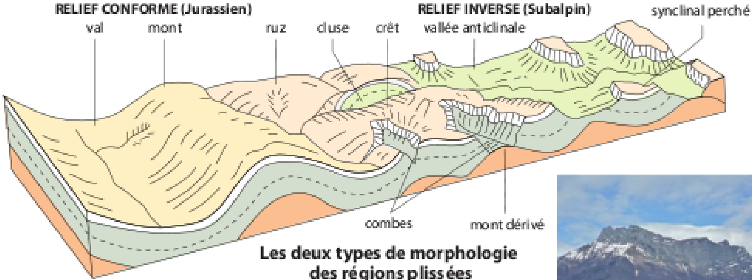
Les formes du relief kastique aérien et souterrain



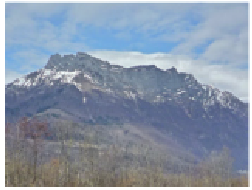
Un canyon en pays calcaire : la vallée de l'Hérault

Tectonique et paysages : les plis

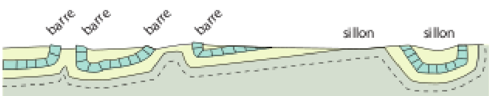
Dans les domaines plissés des chaînes de montagne, comme les avant-pays, le modelé est un reflet direct de la structure si l'érosion est faible : le **relief** est **conforme**. En régime d'érosion efficace, les hauts des reliefs, les anticlinaux, sont érodés en premier (**combes** dominées par les **crêts**). S'installe une **morphologie inverse** caractérisée par les **synclinaux perchés**. Les rivières traversent des anticlinaux inactifs ou en croissance (**cluses**).



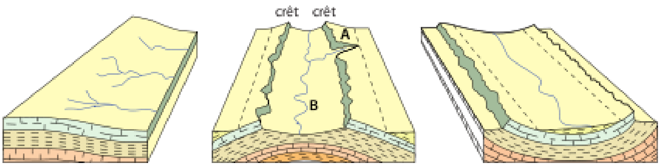
Les deux types de morphologie des régions plissées



Synclinal perché dans les Bauges
La dent d'Arclusaz est faite de calcaires urgoniens qui appartiennent à la série de la zone alpine dauphinoise.



Relief appalachien
Évolution ultime du relief d'une région plissée par aplanissement, suivi d'une reprise d'érosion différentielle dégageant des barres.

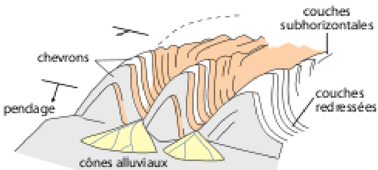


monoclinal
Cours d'eau conséquent (écoulement parallèle au pendage).

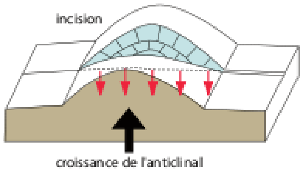
anticlinal (ici évidé : combe)
Cours d'eau obséquent (A : écoulement contraire au pendage) et subséquent (B : dans l'axe des couches).

synclinal (ici perché)
Cours d'eau subséquent.

Pendage des couches et sens d'écoulement des rivières dans les structures plissées



Chevrons dessinés par l'incision des rivières sur les flancs d'un anticlinal

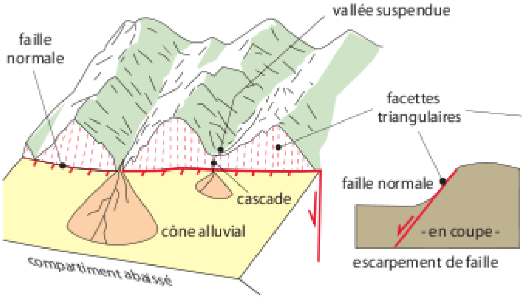


Creusement d'une cluse par antécédence sur un anticlinal en croissance

fiche 150

Tectonique et paysages : les failles actives

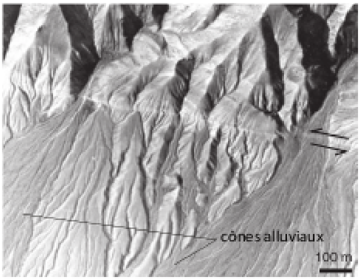
Les failles actives se lisent dans les paysages car elles déplacent des marqueurs morphologiques (crêtes, talwegs, rivières, cônes alluviaux, etc.). Les déplacements s'accompagnent de phénomènes annexes (éboulis, entonnoirs dans les sédiments meubles).



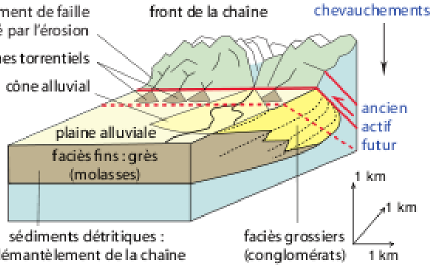


Facette triangulaire le long de la faille de Saint-Louis (ophiolites de Nouvelle-Calédonie).

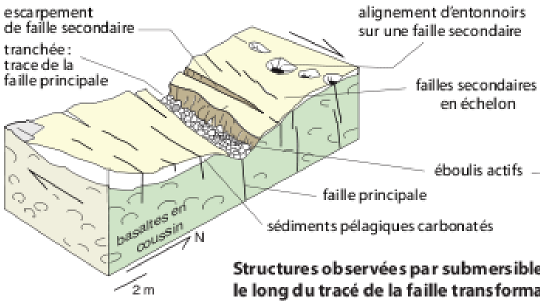
Formes créées par les failles normales actives

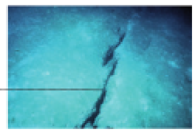


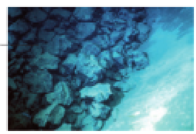
Décalage de cônes alluviaux par un décrochement sénestre actif : la faille de Bogd (Mongolie)



Relations entre un front de chaîne de montagne actif et les produits de son érosion (cônes de torrents ou cônes alluviaux)

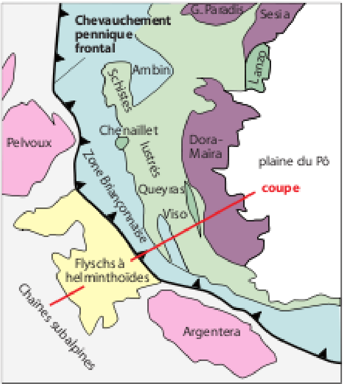






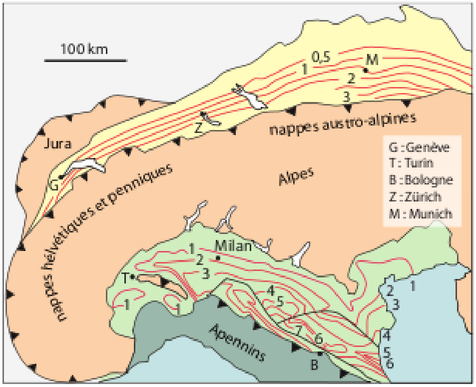
Structures observées par submersible le long du tracé de la faille transformante de Vema (Atlantique central)

Tectonique et sédimentation : flyschs et molasses



Position structurale des nappes de flyschs de l'Embrunais-Ubaye (Flyschs à helminthoïdes)

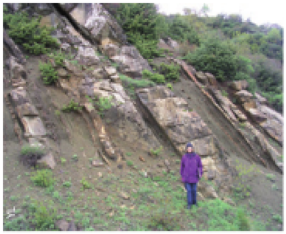
D'origine très interne, ces nappes sont aujourd'hui en avant du chevauchement pennique frontal.



Épaisseur des dépôts molassiques (km) dans les bassins flexuraux au front des Alpes (molasse helvétique) et des Apennins (plaine du Pô)

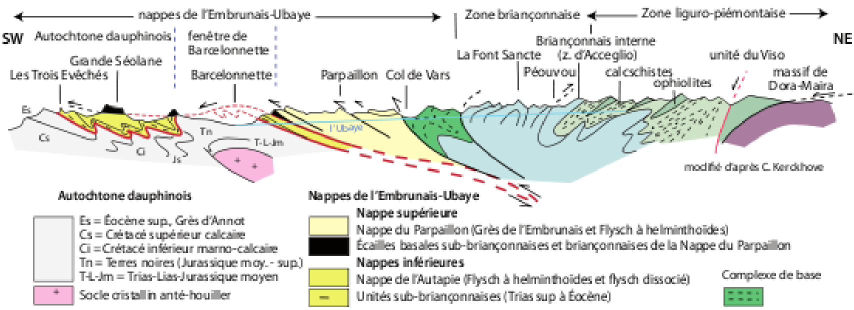
Flyschs : dépôts terrigènes marins composés d'un empilement de grès et argilites, souvent des turbidites, déposées dans une zone orogénique et incorporés par la suite dans une chaîne de montagne.

Molasses : dépôts le plus souvent continentaux produits par l'érosion des chaînes de montagne, déposés dans des bassins flexuraux d'avant-chaîne.



Alternances gréso-pélitiques typiques des flyschs (Grèce)

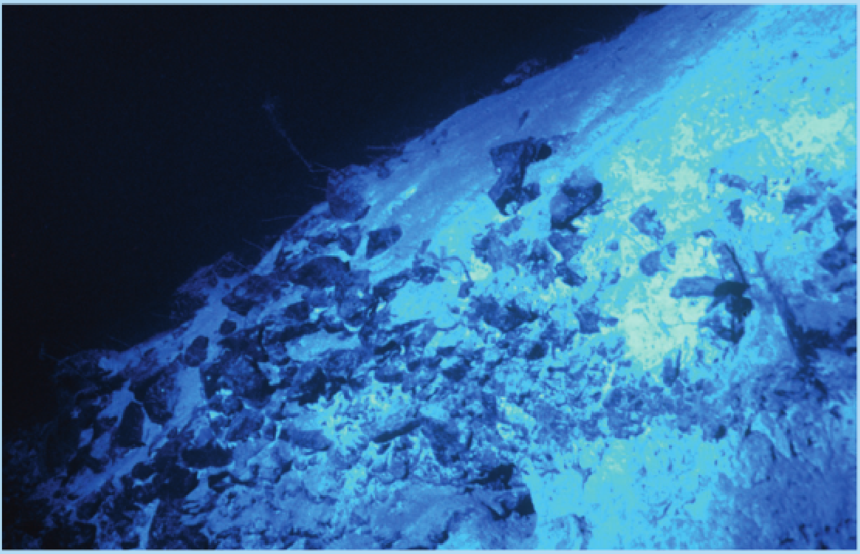
Ces dépôts représentent les restes de vastes deltas sous-marins (*deep sea fans*)



Coupe des nappes des flyschs de l'Embrunais-Ubaye et de leur autochtone dauphinois

Partie 7

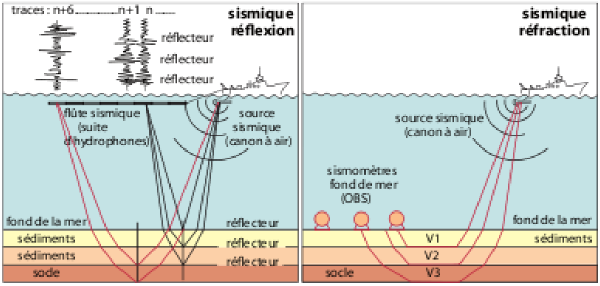
La géodynamique des océans



Blocs de serpentinites organisés en coulée de débris au pied d'une marge passive à manteau exhumé affleurant sur les flancs du Banc de Gorringe au large du Portugal
(© *Ifremer*).

fiche 152

Les outils de l'exploration océanique



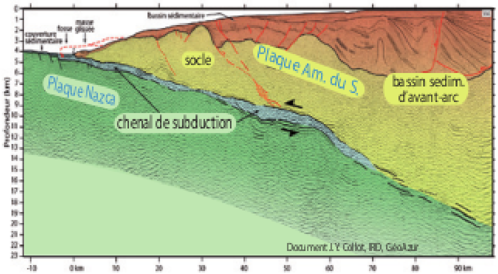
Principe des méthodes sismiques

L'exploration géologique et géophysique sous-marine est réalisée soit depuis la surface soit directement près du fond.

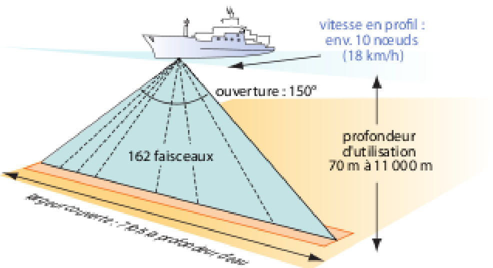
Depuis la surface :

- dragages, carottages, forages (récolte d'échantillons de roches dures ou de sédiments) ;
- bathymétrie ;
- géophysique de routine (gravimétrie, magnétisme) ;
- sismique réflexion et réfraction.

La structure interne d'objets géologiques à toutes les échelles (marges, fosse, dorsales, chenal, estuaire...) se déduit de l'interprétation de profils de sismique réflexion. Les vitesses sismiques des grands corps à l'échelle de la lithosphère sont obtenues par la sismique réfraction. Cette méthode peut s'opérer également à deux navires.



Profil de sismique réflexion (interprété) Au travers de la fosse de subduction du Pérou-Chili, au large de l'Équateur, il montre le contact entre les plaques Nazca et Amérique du sud.



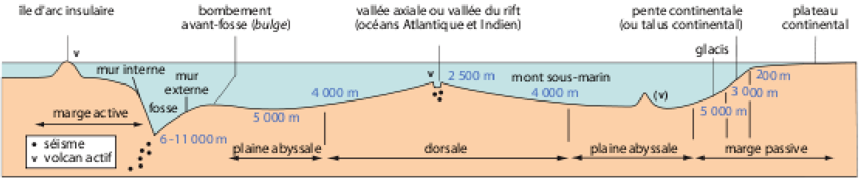


Principe du sondeur multifaisceaux pour la réalisation de cartes bathymétriques

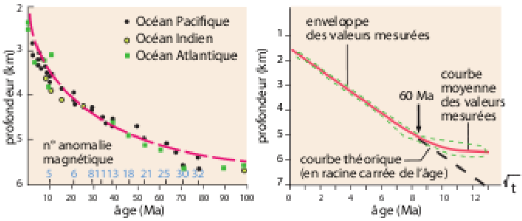
Le N.O. Atalante est équipé des outils utilisés en géosciences marines : sondeur multifaisceaux, magnétomètre, gravimètre, treuils pour les dragages, portique pour les carottages et la mise à l'eau des engins.

L'exploration directe des fonds océaniques a longtemps été réalisée par caméras et par submersibles habités. Aujourd'hui, des robots sous-marins non habités, équipés de divers sondeurs et de bras manipulateurs, les ROV (*Remote Operating Vehicle*), permettent des explorations plus longues et plus efficaces. Les forages carottés profonds sont réalisés par plusieurs navires dont le célèbre Joides Resolution du programme IODP.

Morphologie des fonds océaniques : marges continentales et dorsales



Coupe à travers un domaine océanique Marge active (à g.), dorsale (au centre) et marge passive (ou stable) (à d.).

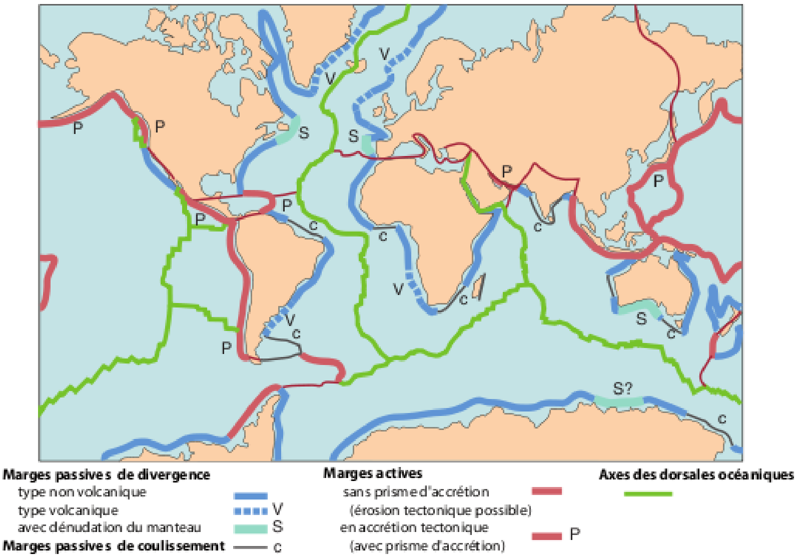


Variations du flux thermique sur le flanc des dorsales et relation âge/profondeur

La bathymétrie des plaines abyssales est contrôlée essentiellement par le refroidissement de la lithosphère océanique dont la densité augmente avec l'âge.

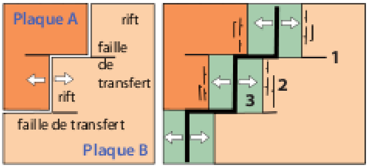
$$P = 2\,500 + 350\sqrt{t} \text{ (en m)}$$

La courbe des mesures s'éloigne de la courbe théorique car la lithosphère du Pacifique est réchauffée par des panaches au-delà d'un âge de 60 Ma (fiche 104).



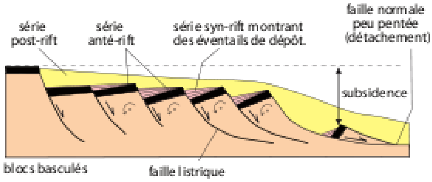
Marges continentales actives et passives et dorsales océaniques à l'échelle globale

Genèse des marges passives



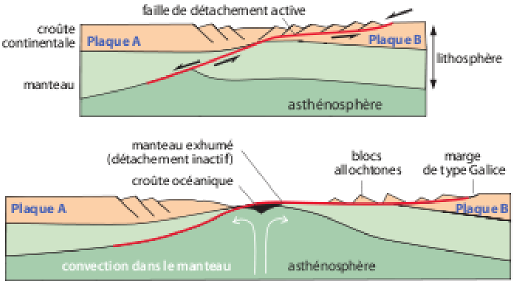
Évolution du rift aux marges passives

1 : marge passive de coulissage ou transformante
2 : marge passive divergente
3 : croûte océanique



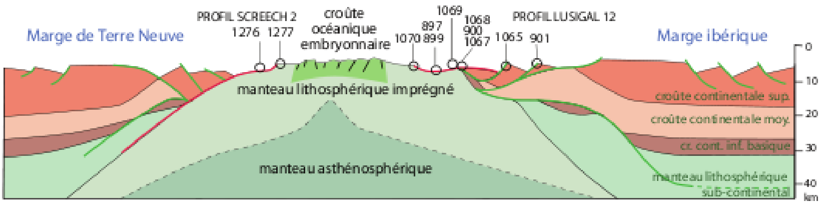
Séquences sédimentaires et failles des marges passives : définition et nomenclature

Le rift intracontinental sépare deux plaques A et B. Les segments du rift sont reliés par des failles de transfert. Au stade océanique, les bords du rift s'étirent considérablement et deviennent des marges divergentes.



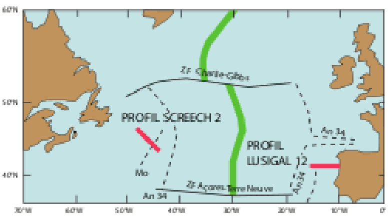
Modèle de formation de deux marges passives asymétriques

Le modèle fait appel au fonctionnement d'une grande faille translithosphérique. Sur la plaque B, des blocs de croûte continentale sont abandonnés sur le plan de la faille de détachement. Ce modèle peut s'accompagner du boudinage de la partie basale de la croûte continentale. Une partie du processus est alors plutôt symétrique (cf. marge ibérique ci-dessous).



d'après Manatschal et coll.

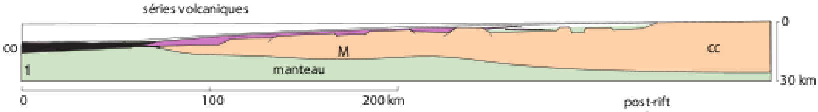
Situation à l'Albien (110 Ma env.)

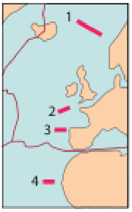


Structure reconstituée des deux marges conjuguées de l'Ibérie et de Terre Neuve à l'Albien, avant la phase d'ouverture océanique de l'Atlantique

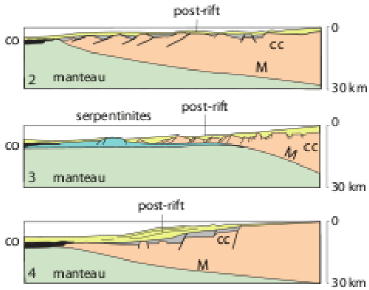
Architecture reconstituée grâce aux données de la sismique réflexion et réfraction le long de deux profils positionnés sur la carte ci-contre. On a reporté la position des forages ODP et IODP (numéros) qui permettent de préciser la constitution géologique des marges et notamment de mettre en évidence une zone de manteau exhumé au pied des marges, avant la croûte océanique.

Les marges passives volcaniques et non volcaniques





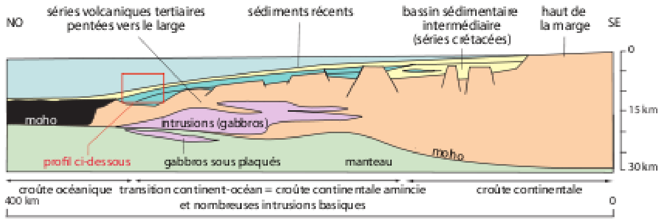
1: marge passive volcanique (de type Norvège-Voring et Groenland)
2: marge passive peu nourrie non volcanique (Entrées de la Manche) transition continent-océan avec manteau dénudé.
3: marge passive peu nourrie avec très large zone à manteau exhumé (Galice)
4: marge passive nourrie grasse (Afrique de l'Ouest)



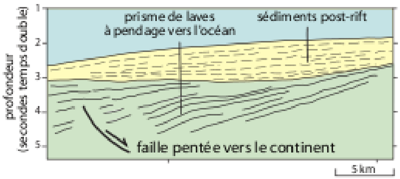
Coupes de marges passives volcaniques et non volcaniques

cc : croûte continentale ; co : croûte océanique ; M : moho

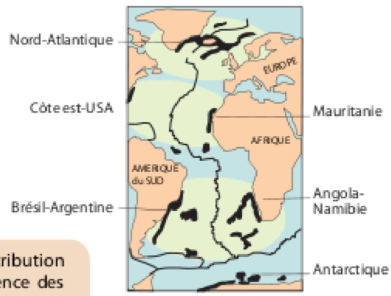
En présence d'un panache mantellique, une marge passive se couvre d'épaisses coulées de laves basaltiques révélées par la sismique : les réflecteurs pentés vers l'océan (SDR, pour *Seaward Dipping Reflectors*).



La marge passive volcanique de Norvège au niveau du plateau de Voring (détail du profil 1 ci-dessus)



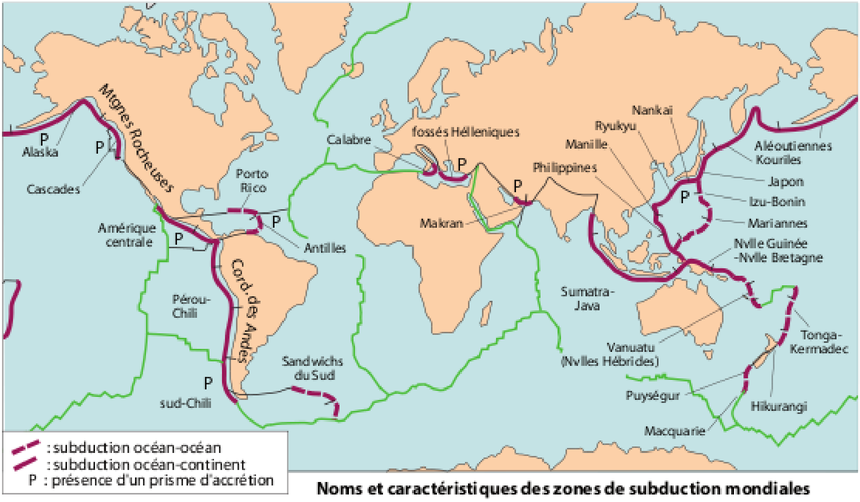
Exemple de profil montrant des SDR
(repéré ci-dessus en rouge)



Les provinces volcaniques des marges atlantiques

Sur les marges conjuguées de l'Atlantique, la distribution géographique des SDR est étroitement liée à la présence des points chauds. L'activité magmatique précède largement l'activité du rift précurseur de la marge.

Les marges actives



Noms et caractéristiques des zones de subduction mondiales

Les marges actives sont les frontières de plaque où la lithosphère océanique créée à l'axe des dorsales retourne dans le manteau. Deux cas sont possibles :

1. La lithosphère océanique s'enfonce sous la lithosphère continentale (**subduction océan-continent** : Andes, Montagnes Rocheuses, Aléoutiennes, Japon et Indonésie). Les chaînes de montagne associées (Andes et Rocheuses) sont dites liminaires ou de type cordillère.
2. La lithosphère océanique plonge sous la lithosphère océanique (**subduction océan-océan** : arc des Mariannes, Bonin, Tonga, Nouvelles-Hébrides).

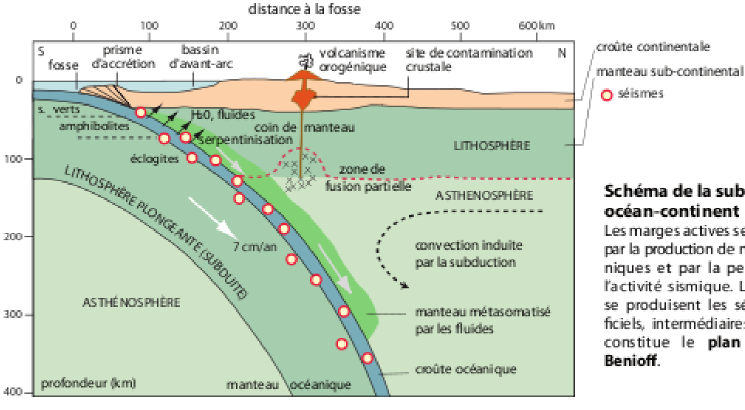
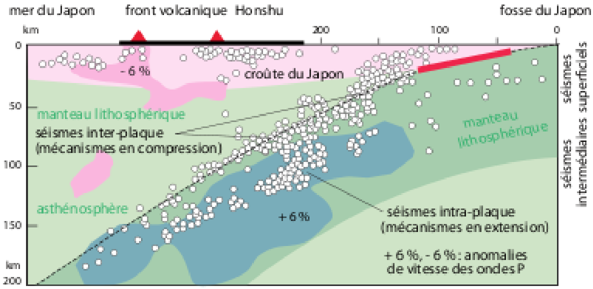


Schéma de la subduction océan-continent

Les marges actives se caractérisent par la production de magmas orogéniques et par la permanence de l'activité sismique. Le volume où se produisent les séismes superficiels, intermédiaires et profonds constitue le **plan de Wadati-Benioff**.

La subduction océanique : processus tectoniques

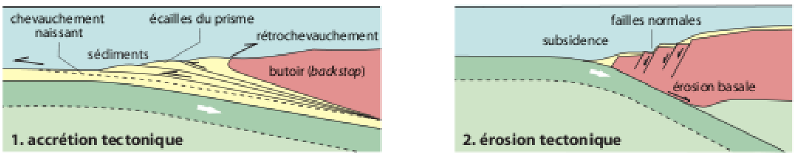
La subduction se marque par une concentration de la sismicité dans le plan interplaque (plan de Benioff), mais également au sein de la plaque plongeante.



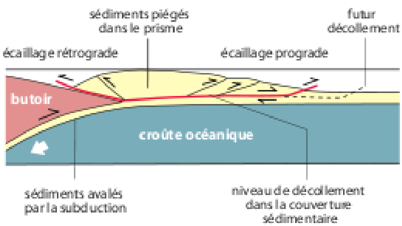
Coupe verticale de la marge active du Japon
Tomographie sismique et localisation des séismes et de la zone sismogénique.

Le trait rouge représente la **zone sismogénique**, partie du plan interplaque capable de produire les séismes destructeurs de subduction.

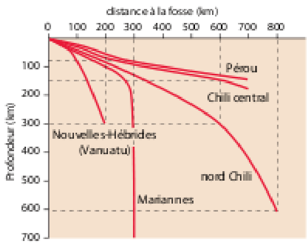
Il existe deux types de marges actives :
- les **marges en accrétion tectonique** : avec prisme d'accrétion sédimentaire. Le prisme est formé d'écailles de sédiments décollées de la plaque plongeante et empilées durant la convergence (exemple des prismes de la Barbade, de Nankai, du Costa Rica et de l'Orégon) ;
- les **marges en érosion tectonique** : ablation basale de l'avant-arc. Les sédiments ne s'accumulent pas au front de l'avant-arc. Mur interne en rétrécissement et subsidence progressive de la marge.



Les deux régimes tectoniques de la subduction

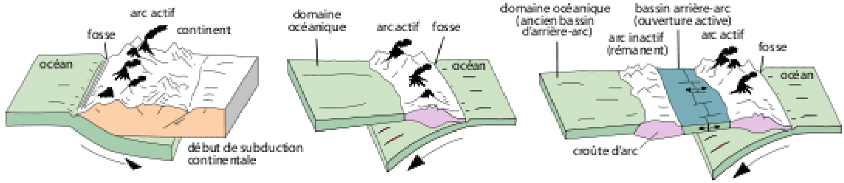


Principe du fonctionnement d'un prisme d'accrétion sédimentaire montrant le devenir des sédiments océaniques



Variation du pendage des plans de Wadati-Benioff pour plusieurs subductions mondiales

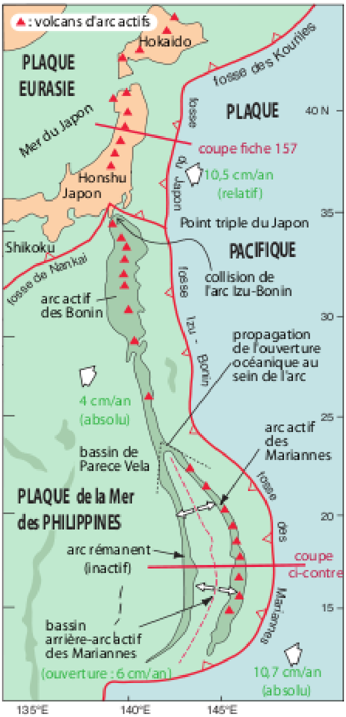
Subduction et bassins arrière-arcs



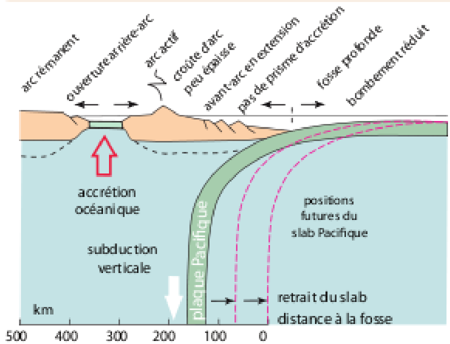
1. Subduction océan-continent : type Andes
2. Subduction océan-océan simple : arc insulaire type Bonin
3. Subduction océan-océan ouverture d'un bassin arrière-arc : type Mariannes

Les trois grands types de subduction

Les zones de subduction océan-océan présentent des reliefs peu marqués : des chaînes d'îles volcaniques de forme courbe, les arcs insulaires. La convexité des arcs est tournée vers la fosse de subduction. L'exemple type est l'arc des Mariannes. Du côté concave de l'arc, on trouve souvent un bassin océanique en ouverture active, le bassin arrière-arc ou bassin marginal. Les laves émises par les dorsales des bassins marginaux sont de type BABB (*Back-Arc Basin Basalts*), assez proches des MORB.

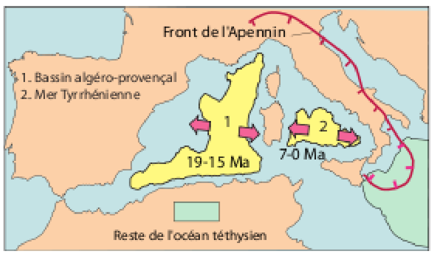


Subductions océan-océan du Pacifique Ouest



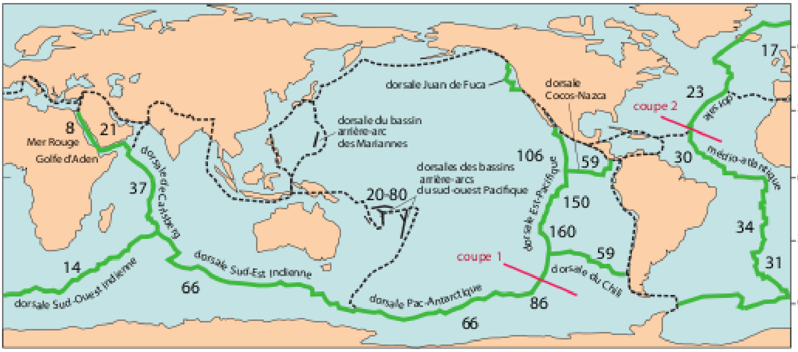
Subduction des Mariannes (Noter le retrait du slab)

Subduction de la mer Ionienne sous la Calabre et ouverture des bassins arrière-arc méditerranéens

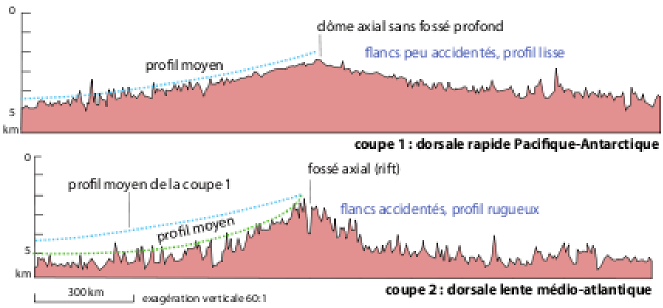


L'accrétion océanique : les dorsales

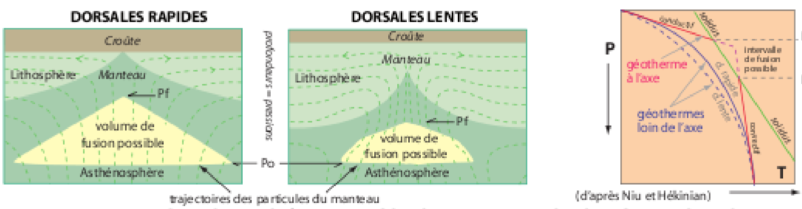
Les dorsales océaniques sont des reliefs sous-marins larges d'environ 2 000 à 3 000 km. Le haut du relief, l'axe de la dorsale, est le siège de la création de la nouvelle lithosphère océanique. La vitesse d'ouverture le long des dorsales est calculée grâce aux anomalies magnétiques (fiche 110). Les vitesses d'ouverture varient de 10 mm/an (dorsale ultra-lente) à 150 mm/an (dorsale rapide). La topographie des flancs des dorsales, la rugosité, est contrôlée directement par les vitesses d'ouverture.



Noms et vitesses d'ouverture des dorsales mondiales (en mm par an soit en km par million d'années)



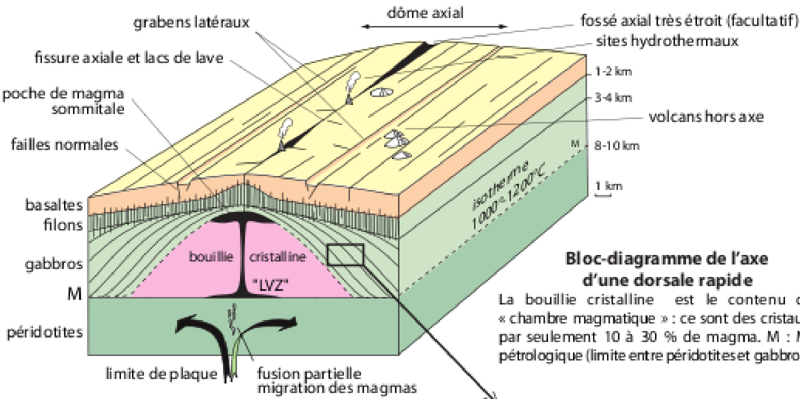
Profils bathymétriques simplifiés d'une dorsale rapide et d'une dorsale lente
Noter l'écart entre les deux profils moyens (différence entre les volumes des dorsales).



Comparaison entre les volumes de fusion possibles du manteau sous les dorsales rapides et lentes

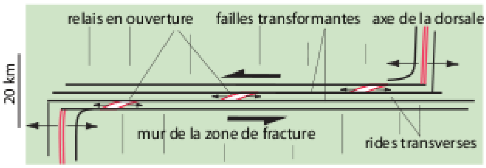
fiche 160

Les dorsales rapides



Bloc-diagramme de l'axe d'une dorsale rapide

La bouillie cristalline est le contenu de la « chambre magmatique » : ce sont des cristaux liés par seulement 10 à 30 % de magma. M : Moho pétrologique (limite entre péridotites et gabbros).



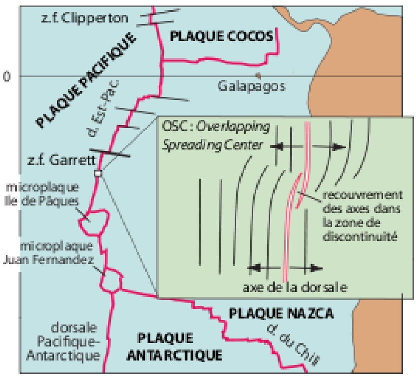
La partie active de la zone de fracture Garrett

Noter la largeur du domaine transformant et les relais en ouverture.



Les gabbros lités de l'ophiolite d'Oman

Ils sont issus de la cristallisation d'une chambre magmatique de dorsale rapide (fiche 140)



Microplaques et OSC (axes en recouvrement) : des structures typiques de dorsales rapides

d. Est-Pac. = dorsale Est-Pacifique

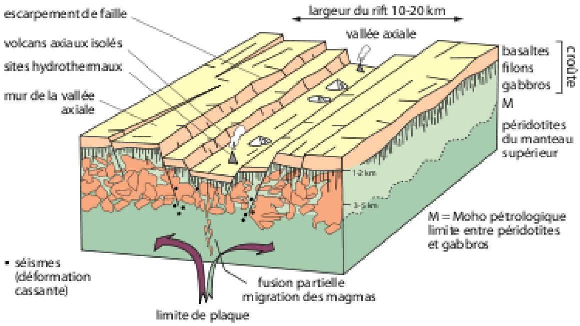


Les tubes de laves sont fréquents à l'axe des dorsales rapides

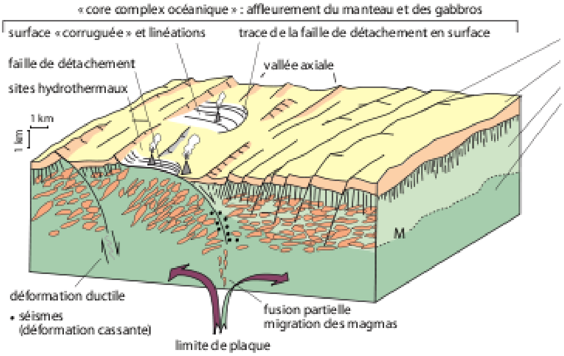
Ils témoignent d'une production magmatique élevée et quasi-permanente et sont associés à de nombreuses formes volcaniques caractéristiques comme les lacs de lave (fiche 186).

Les dorsales lentes

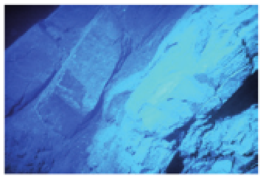
L'accrétion océanique à l'axe des dorsales lentes se fait selon deux modes : soit avec une production de magmas suffisante pour créer une couche de basaltes continue, soit avec une production magmatique discontinue conduisant à la mise à nu des couches profondes, les gabbros ou le manteau. Dans tous les cas, les gabbros forment des poches discontinues. Il n'existe pas de grand réservoir magmatique continu comme sous les dorsales rapides.



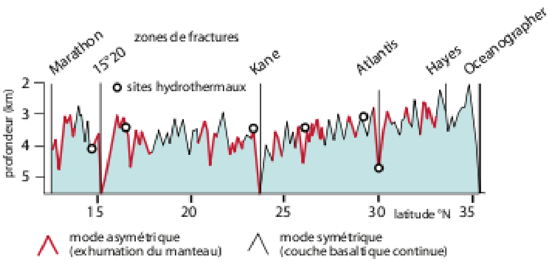
Mode symétrique riche en magma

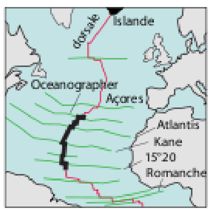


Mode asymétrique avec exhumation du manteau



Gabbros massifs à l'axe d'un segment pauvre en magma
Ils sont mis à l'affleurement par des cisaillements extensifs à fort pendage.



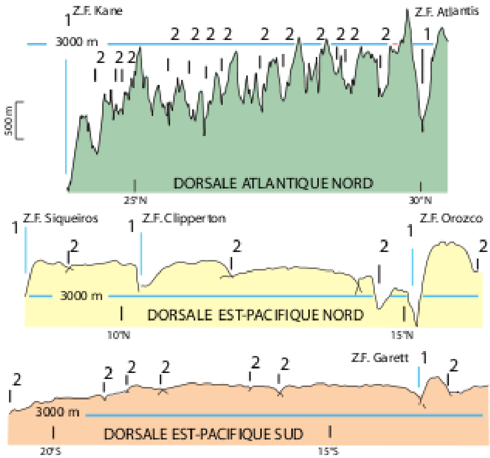


localisation de la coupe ci-contre

Distribution des modes d'accrétion le long de la dorsale Atlantique au sud des Açores (d'après Escartin et coll.)

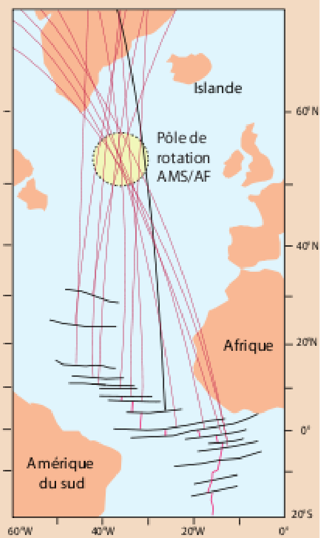
fiche 162

La segmentation des dorsales et les failles transformantes



Segmentation d'ordres 1 et 2 des dorsales
Profils le long de l'axe

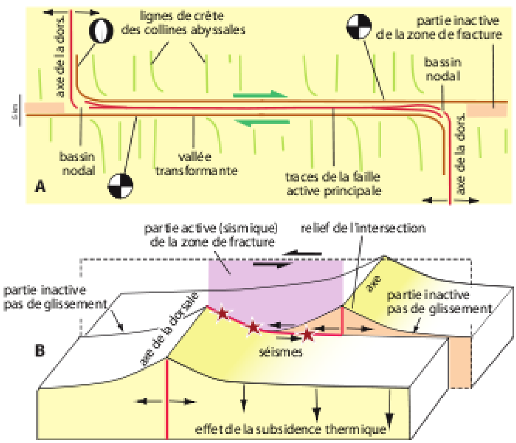
Les dorsales sont formées d'une succession de segments élémentaires séparés et décalés par des discontinuités. L'ordre 1 correspond aux très grandes zones de fracture. Noter les différences dans la fréquence des discontinuités et des profondeurs entre les dorsales lentes (A) et rapides (B et C).



Détermination d'un pôle de rotation

Exemple de détermination géométrique du pôle de rotation entre les plaques Amérique du Sud et Afrique à l'aide des zones de fracture de l'Atlantique central.

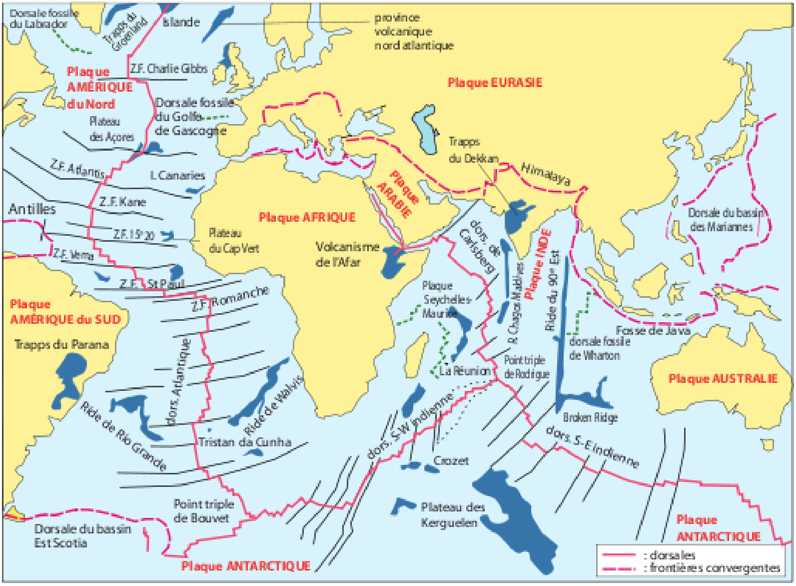
Les zones de fracture sont des petits cercles centrés sur le pôle eulérien de rotation de rotation entre deux plaques (fiche 124).



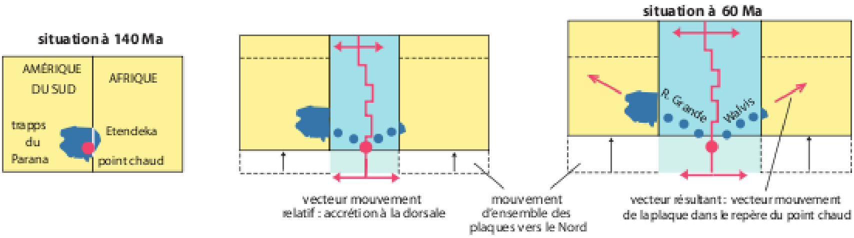
Morphologie et fonctionnement des failles transformantes

Une faille transformante est une frontière de plaque en coulissage, siège de séismes en décrochement (A). Les failles transformantes laissent une trace dans la morphologie de la partie ancienne des plaques en raison du décalage de l'âge de la lithosphère de part et d'autre de ces structures (B). Ces traces sont inactives tectoniquement. On appelle zone de fracture l'ensemble de la structure comprenant les parties actives et inactives.

Les océans Atlantique et Indien



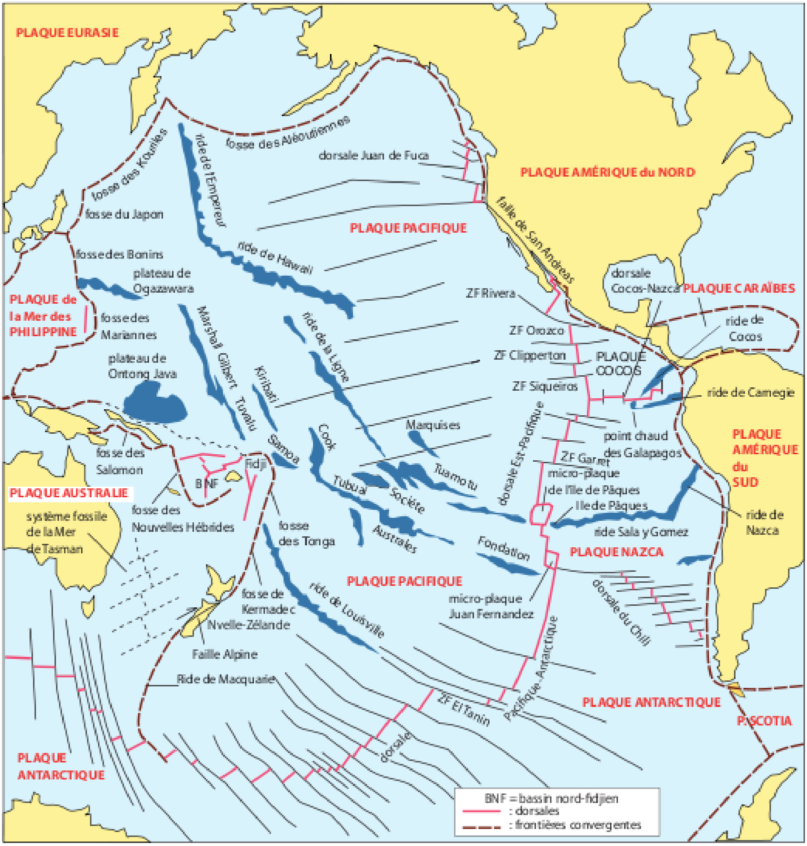
L'océan Atlantique se caractérise par sa dorsale centrale à expansion lente, et ses marges passives quasi-continues (hors subduction des Antilles-Caraïbes et de Scotia). L'océan Indien se caractérise par ses trois dorsales dont la dorsale SW indienne, ultra-lente, et par son point triple central. Sa configuration résulte d'une évolution cinématique complexe qui a vu notamment la migration rapide de la plaque indienne vers le nord aboutissant à la collision Inde-Eurasie et à la formation de l'Himalaya. Ces océans montrent de nombreuses structures liées au fonctionnement de points chauds (rides et plateaux) et des exemples variés d'interaction dorsale-points chauds.



Cinématique de l'Atlantique Sud et origine des rides de Walvis et Rio Grande

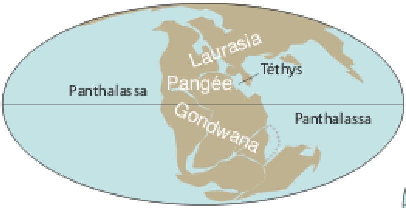
La structure en « V » caractéristique de cette région s'explique par l'interaction entre l'activité du point chaud de Tristan da Cunha et le mouvement des plaques Amérique du Sud et Afrique qui combinent écartement relatif et dérive d'ensemble vers le nord.

fiche 164 L'océan Pacifique

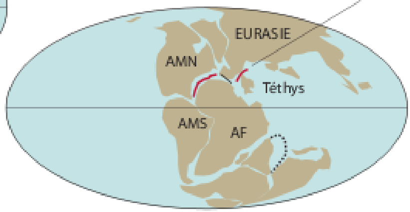


L'océan Pacifique se caractérise par sa dorsale principale, la ride Est-Pacifique, excentrée, et par les dorsales annexes, du Chili et Cocos-Nazca. Les marges sont essentiellement des marges actives. La surface totale de l'océan Pacifique est en diminution constante en raison des ouvertures océaniques de l'Atlantique et de l'océan Indien. La partie centrale du Pacifique comprend un grand nombre de rides et plateaux sous-marins mis en place par l'activité de points chauds (fiches 117, 118, 197, 212). La géométrie de ces structures traduit le mouvement des plaques lithosphériques et permet de les reconstituer en prenant pour repère fixe les points chauds (fiche 126). La concentration des plateaux et chaînes volcaniques correspond à un vaste bombement bathymétrique. Ces régions sont donc moins profondes que ne le prédit la courbe de subsidence de la lithosphère océanique (fiche 153).

Histoire de l'océan mondial depuis 180 Ma

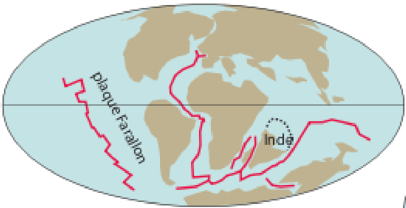


180 Ma
Jurassique moyen



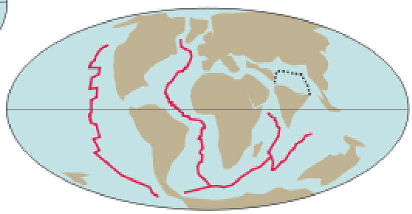
début d'ouverture
de l'Atlantique central

Chron M25 (156,5 Ma)
Jurassique supérieur



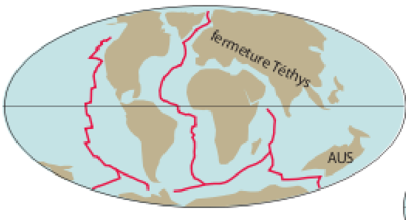
ouverture de l'Atlantique N et S
éclatement du Gondwana
fermeture de l'océan alpin

Chron 34 (84,0 Ma)
Crétacé supérieur



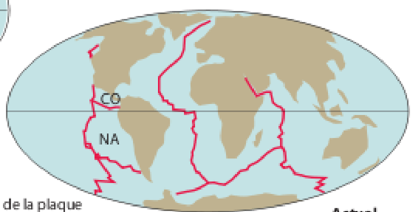
remontée rapide
de l'Inde

Chron 21 (50,3 Ma)
Éocène moyen



ouverture du passage de Drake
ouverture du détroit
de Tasmanie, sud de l'Australie

Chron 13 (35,5 Ma)
Oligocène inférieur



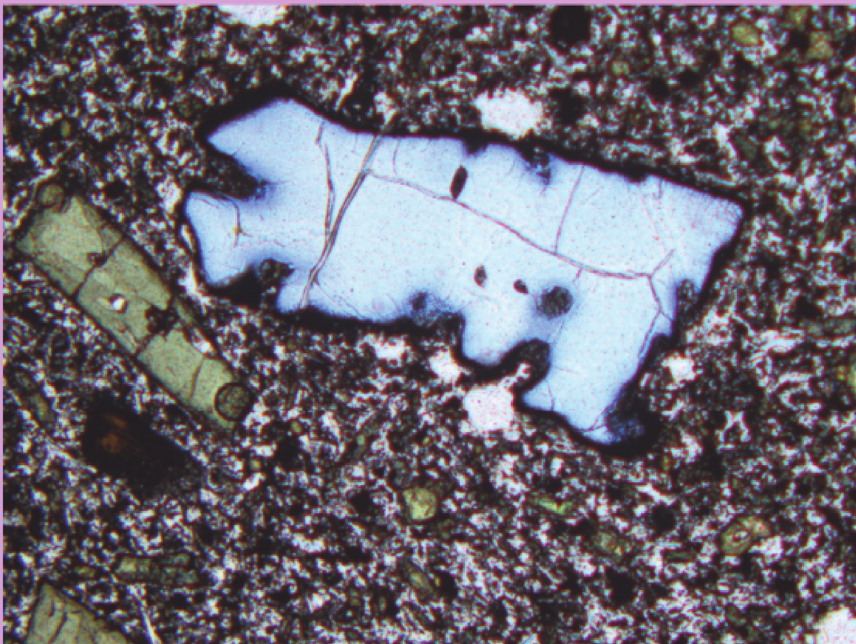
division de la plaque
Farallon en trois plaques

Actuel

L'océan mondial résulte d'une longue évolution commencée à la fin du Paléozoïque lorsque les continents se sont rassemblés pour la dernière fois en un seul grand continent : la Pangée. L'éclatement de la Pangée s'est fait à la faveur de l'activité de nombreuses dorsales séparant des plaques selon des vitesses et des orientations variables. Le fond de l'océan Pacifique est partout d'âge post-triasique, mais cet océan occupe la place de la Panthalassa qui ceinturait la Pangée. L'ouverture de l'océan Atlantique, dès le Jurassique, va conduire à la fermeture de la Téthys et à la formation de la chaîne alpine. L'océan indien résulte d'une évolution complexe. Il comprend plusieurs dorsales aujourd'hui éteintes qui ont permis la dérive rapide de fragments du Gondwana vers le nord, dont l'Inde en dernier, conduisant à la formation du plateau du Tibet puis à la collision himalayenne

Partie 8

Roches et minéraux endogènes



Téphrite à haüyne bleue, clinopyroxène vert et amphibole brune, Équateur, lumière polarisée non analysée, champ : 4 x 3 mm. La haüyne est un feldspathoïde du groupe de la sodalite (fiche 169). Les téphrites (fiches 176 et 177) sont des laves intermédiaires des séries alcalines sous-saturées en silice (*photo René Maury*).

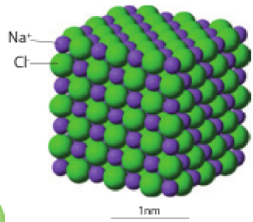
fiche **166**

Rayons ioniques et structures minérales

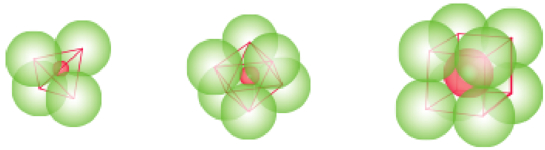
Les règles de la cristallochimie ont été établies dès les années 1920 par V. Goldschmidt et L. Pauling. Les cristaux sont considérés comme des assemblages compacts de sphères relativement incompressibles dont le rayon (rayon ionique Ri) définit la « zone d'influence » de chaque ion. La charge de cet ion est neutralisée par ses voisins immédiats. Au sein du réseau cristallin, la géométrie de l'assemblage ionique est dictée par le rapport des tailles des cations et des anions associés (Rc/Ra).

Le nombre d'anions entourant un cation donné (nombre de coordination ou coordinence) détermine la forme de la cavité (site) occupée par le cation :

- 0,225 < Rc/Ra < 0,414 : coordinence 4, site tétraédrique ;
- 0,414 < Rc/Ra < 0,732 : coordinence 6, site octaédrique ;
- 0,732 < Rc/Ra < 1 : coordinence 8, site cubique ;
- Rc/Ra > 1 (cas rare) : coordinence 12, site cubo-octaédrique.

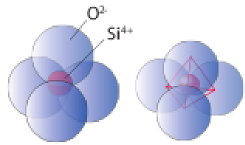


Structure cristallochimique de la halite (NaCl)
C'est un assemblage cubique compact de :
- cations Na^+ ($Rc = 0{,}97.10^{-10}$ m)
- anions Cl^- ($Ra = 1{,}81.10^{-10}$ m)



Les trois principaux types de sites
Tétraédrique, octaédrique et cubique.

Le tétraèdre $[SiO_4]^{4-}$ est l'élément structural des silicates. O et Si étant les deux éléments les plus abondants de la croûte et du manteau (fiche 95), c'est l'assemblage cristallochimique le plus fréquent. Son arête mesure $2{,}80.10^{-10}$ m (0,28 nm) soit 2 fois le rayon ionique de l'oxygène, et son centre est occupé par Si^{4+} ($Rc = 0{,}42.10^{-10}$ m). Les charges négatives sont saturées par des cations périphériques non figurés, souvent logés dans des sites octaédriques.



Tétraèdre $[SiO_4]^{4-}$

Ion	P^{5+}	Si^{4+}	Al^{3+}	Cr^{3+}	Fe^{3+}	Mg^{2+}	Ti^{4+}	Ta^{5+}	Nb^{5+}	Ni^{2+}	Co^{2+}
Ri (10^{-10} m)	0,35	0,42	0,51	0,64	0,64	0,66	0,68	0,68	0,69	0,69	0,72
ion	V^{3+}	Fe^{2+}	Hf^{4+}	Zr^{4+}	Mn^{2+}	Lu^{3+}	Y^{3+}	Na^{+}	U^{4+}	Ca^{2+}	Th^{4+}
Ri (10^{-10} m)	074	0,74	0,78	0,79	0,80	0,85	0,92	0,97	0,97	0,99	1,02
ion	Sr^{2+}	La^{3+}	Pb^{2+}	K^{+}	Ba^{2+}	F^{-}	O^{2-}	Rb^{+}	Cs^{+}	Cl^{-}	S^{2-}
Ri (10^{-10} m)	1,12	1,14	1,20	1,33	1,34	1,36	1,40	1,47	1,67	1,81	1,85

Tableau des rayons ioniques, classés par ordre croissant
Ils correspondent à la coordinence 6, il faut les diminuer de 7 % pour la coordinence 4 et les augmenter de 3 % pour la 8.

Les anions sont plus gros que la plupart des cations, et le rayon ionique de ces derniers diminue quand leur charge augmente. Certains cations ont des rayons très voisins et des charges identiques (Ta^{5+} et Nb^{5+}, Ni^{2+} et Co^{2+}, Hf^{4+} et Zr^{4+}) : ils peuvent se remplacer très facilement l'un l'autre dans les structures (substitution).

Éléments compatibles et incompatibles

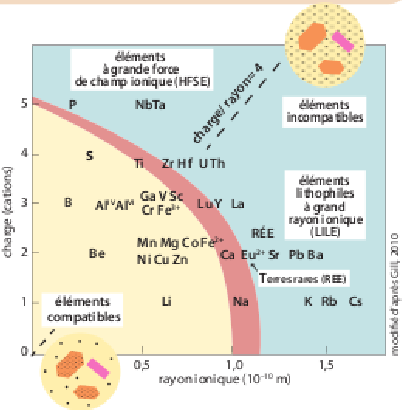
Taille	R_i (10^{-10}m)	Site	Charge	Symbole	Exemples
petite	0,3 - 0,5	tétraédrique	4+, 3+	Z	Si^{4+}, Al^{3+}, Ti^{4+}
moyenne <	0,5 - 0,8	octaédrique	3+, 4+	Y	Al^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}, Cr^{3+}, V^{3+}
moyenne >	0,6 - 0,9	octaédrique	2+	X	Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ni^{2+}, Co^{2+}
grande	1,0 - 1,4	cubique	2+, 1+	W	Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Sr^{2+}, Ba^{2+}

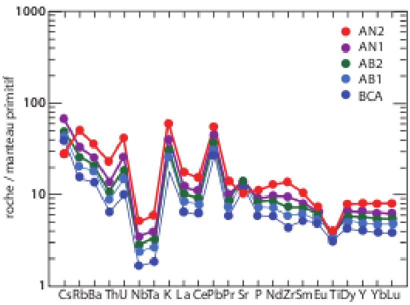
Occupation des sites des silicates par les principaux cations

Les substitutions concernent des cations voisins par leur taille (moins de 30 % de différence) et leur charge (différence de 0 à 1). Ainsi, Al^{3+} peut soit remplacer Si en site tétraédrique (Al^{IV}) soit occuper un site octaédrique (Al^{VI}). Les cations bivalents (ferromagnésiens) sont hébergés dans des sites octaédriques plus grands, et ceux de grande taille (alcalins et alcalino-terreux) dans des sites cubiques (peu courants).

Type de comportements élémentaires

Les cations de taille voisine ou supérieure à 10^{-10} m (éléments lithophiles à grand rayon ionique ou LILE) ne pourront pas être accueillis dans les sites des minéraux courants (sauf les feldspaths) et se concentreront donc dans les liquides magmatiques (comportement **incompatible**).
Ceux remplaçant facilement Mg^{2+} et Fe^{2+} (Ni^{2+} et Co^{2+}) dans les olivines et les pyroxènes, voire Al^{VI} (Cr^{3+} et V^{3+}) dans ces derniers, auront un comportement **compatible**.
Les petits cations très chargés comme P, Nb, Ta, Ti, Zr et Hf (éléments à grande force de champ ionique ou HFSE) sont incompatibles car ils s'entourent d'anions oxygène, l'ensemble étant de grande taille.
Les éléments à numéro atomique et charge élevés (U, Th, terres rares et Y) sont également incompatibles ; parmi les terres rares (REE), l'incompatibilité décroît des légères (La) aux lourdes (Lu).





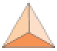
Le classement par incompatibilité croissante, établi pour les magmas basaltiques, montre que les laves sont de plus en plus enrichies (par rapport à leur source mantellique) de droite à gauche. Les coefficients de distribution globaux Dsol/liq (voir fiche 205) décroissent de 0,35 pour Lu et Yb à < 0,05 pour Rb et Ba. Les anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et positives en Pb sont caractéristiques des magmas d'arc (fiche 216).

Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (DMN)
Il montre le comportement des éléments (d'incompatibilité croissante de droite à gauche) dans les laves du volcan actif Lopévi, arc du Vanuatu (BCA : basalte calco-alcalin ; AB1, AB2 : andésites basaltiques ; AN1, AN2 : andésites ; voir fiche 182).

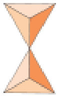
fiche 168

Classification structurale des silicates

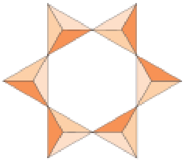
Elle fait apparaître six types : tétraèdres $[SiO4]^{4-}$ isolés (**nésosilicates**) ou en associations limitées dans l'espace (**sorosilicates**, **cyclosilicates**), semi-infinies dans une direction (**inosilicates** en chaîne ou en ruban), dans un plan (**phyllosilicates**) ou enfin dans l'espace (**tectosilicates**). Les charges libres de chaque groupement structural de tétraèdres sont saturées par des cations occupant les sites situés entre ces groupements.



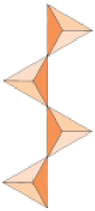
Nésosilicate
(olivine)
$[SiO_4]^{4-}$



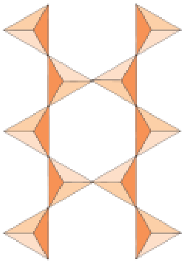
Sorosilicate
(mélilite)
$[Si_2O_7]^{6-}$



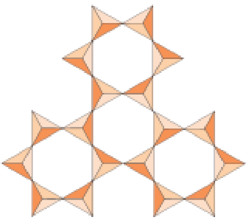
Cyclosilicate
(béryl)
$[Si_6O_{18}]^{12-}$



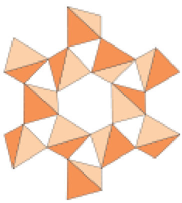
Inosilicate à chaîne simple
(pyroxène)
$[Si_2O_6]^{4-}$



Inosilicate à chaîne double ou ruban
(amphibole)
$[Si_4O_{11}]^{6-}$

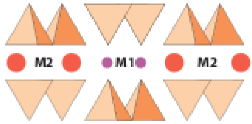


Phyllosilicate
(mica)
$[Si_4O_{10}]^{4-}$

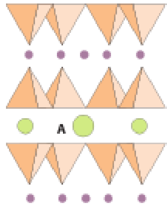


Tectosilicate
(quartz)
$[SiO_2]$

Classification structurale des silicates
Structures vues en plan sauf pour le quartz (représentation dans l'espace)



Pyroxène



Amphibole

Projection de la structure des rubans des pyroxènes et des chaînes des amphiboles selon la direction de leur allongement

Les cations autres que Si et Al^{IV} occupent des sites octaédriques situés entre les chaînes ou les rubans. Ces sites sont plus grands entre les motifs opposés par leur base (M2 pour les pyroxènes) qu'entre ceux opposés par leurs sommets (M1). Les amphiboles possèdent en outre un site pouvant accueillir les cations de grande taille (A).

Les **tectosilicates** sont à l'équilibre électrique grâce à la mise en commun de tous leurs oxygènes apicaux (quartz). Leur diversité est due aux substitutions de Si par Al, qui sont compensées par d'autres cations :

feldspaths :
$[Si_3AlO_8]$ Na (albite), $[Si_3AlO_8]$ K (orthoclase), $[Si_2Al_2O_8]$ Ca (anorthite) ;

feldspathoïdes :
$[SiAlO_4]$ Na (néphéline), $[Si_2AlO_6]$ K (leucite).

Les principaux silicates

Les substitutions entre Mg^{2+}, Fe^{2+} et Mn^{2+}, ainsi qu'entre Al^{3+}, Fe^{3+} et Cr^{3+}, sont courantes dans les sites octaédriques en raison de leurs rayons ioniques voisins (fiche 166). Elles sont à l'origine des séries de solutions solides continues des olivines, grenats, pyroxènes et amphiboles. Ca^{2+} et Na^{+} ne sont hébergés que dans les sites les plus grands (M2 des pyroxènes).

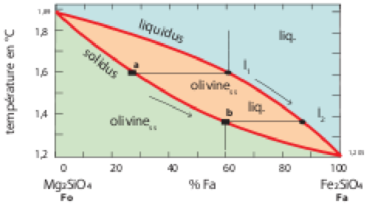
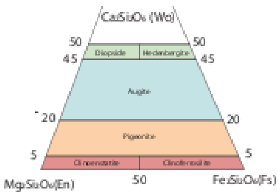


Diagramme de phase des olivines
(Fo : forstérite ; Fa : fayalite)
Le cristal **a** est plus riche en Mg que le liquide $\mathbf{l_1}$ en équilibre.

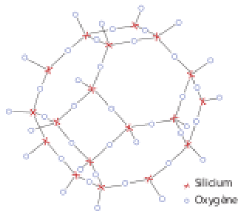
	Al^{3+}	Fe^{3+}	Cr^{3+}
Mg^{2+}	PYROPE		
Fe^{2+}	ALMANDIN		
Mn^{2+}	SPESSARTINE		
Ca^{2+}	GROSSULAIRE	ANDRADITE	OUVAROVITE

Classification des grenats
La série « ougrandite » est calcique et la série « pyralspite » alumineuse et ferro-magnésienne.

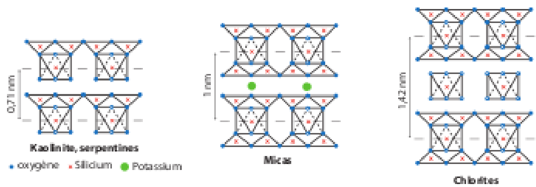


Classification des clinopyroxènes des roches magmatiques

Les quatre charges négatives du groupement structural $[Si_2O_6]^{4-}$ sont compensées par deux cations bivalents, Ca (sites M2) et/ou Mg et Fe^{2+} (sites M1 et M2). Dans les clinopyroxènes alcalins (jadéite $NaAlSi_2O_6$ du métamorphisme HP et aegyrine Na $Fe^{3+}Si_2O_6$ des roches hyperalcalines), Na^{+} occupe M2 et Fe^{3+} ou Al^{3+} M1.



Structure de la sodalite
Les « cages » cubiques (ici, $[Si_6Al_6O_{24}]^{6-}$) de certains feldspathoïdes ou les « canaux » des zéolites permettent d'héberger de gros ions : Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, S^{2-}.

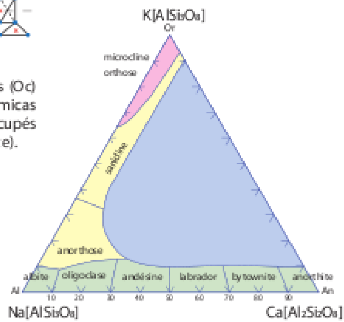


Classification des phyllosilicates (fiche 43)

Elle repose sur le nombre de couches tétraédriques (Te) et octaédriques (Oc) dans leur feuillet : 2 (Te-Oc), 3 (Te-Oc-Te) ou 4 (Te-Oc-Te-Oc). Les micas possèdent une couche de K^{+} intercalée et leurs sites octaédriques sont occupés soit par Al (groupe de la muscovite) soit par Fe^{2+} et Mg (groupe de la biotite).

Classification des feldspaths

La substitution couplée NaAlSi – $CaAl_2$ est possible dans la plupart des conditions (série des plagioclases, albite-anorthite). Celle concernant Na et K est difficile et ne se produit qu'à haute température (**anorthose** et **sanidine** des laves). En cas de refroidissement lent (roches plutoniques), une lacune apparaît entre l'orthose ou le microcline et l'albite. Les cristaux intermédiaires, composés des deux espèces, sont appelés **perthites**.



fiche 170

Les minéraux non silicatés

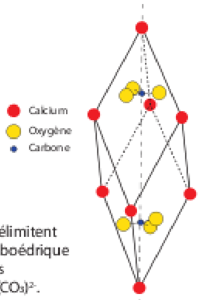
Bien que les silicates constituent plus de 90 % de la lithosphère, la très grande majorité des minéraux connus (plus de 4 500) est non silicatée. Leur classification est chimique. Seuls les carbonates constituent des roches courantes (calcaires et dolomies), mais d'autres groupes (oxydes et sulfures notamment) forment des gîtes minéraux d'une grande importance économique. Les éléments natifs sont rares. En dehors du carbone (graphite, diamant) et du soufre, il s'agit de métaux : platinoïdes (Pt, Ir, Os) et surtout du groupe de l'or (Au, Ag, Cu, As, Bi, Sb) recherchés par les premiers métallurgistes qui ont aussi utilisé les alliages ferro-nickel des météorites (sidérites).

X \ Y	Al	Fe^{3+}	Cr	Ti
Mg	spinelle	magnésioferrite	magnésiochromite	ulvöspinelle
Fe^{2+}	hercynite	magnétite	chromite	
Zn	gahnite	franklinite		
Mn	galaxite	jacobsite		
Ni		trevorite		

Classification des spinelles (XY_2O_4)

Les titanomagnétites sont des solutions solides entre magnétite et ulvöspinelle.

Le groupe des oxydes et hydroxydes comprend les oxydes simples (hématite Fe_2O_3, corindon Al_2O_3, cassitérite SnO_2), les oxydes multiples (spinelles cubiques, ilménite $FeTiO_3$ hexagonale) et les hydroxydes comme la goethite FeO(OH).



Structure de la calcite

Les ions Ca^{2+} délimitent la maille rhomboédrique qui contient les groupements $(CO_3)^{2-}$.

Calcite	$CaCO_3$	rhomboédrique
Magnésite	$MgCO_3$	rhomboédrique
Rhodochrosite	$MnCO_3$	rhomboédrique
Sidérite	$FeCO_3$	rhomboédrique
Dolomite	$CaMg(CO_3)_2$	rhomboédrique
Aragonite	$CaCO_3$	orthorhombique
Strontianite	$CaCO_3$	orthorhombique
Withérite	$CaCO_3$	orthorhombique

Les **carbonates** sont surtout présents dans les roches sédimentaires et les dépôts des fluides chauds. Ils appartiennent soit au groupe de la calcite, rhomboédrique, soit au groupe de l'aragonite, orthorhombique. L'aragonite est stable à haute pression.



Pyrite massive (Chili)

Les **sulfures** du groupe BPGC (blende ZnS, pyrite FeS_2, galène PbS, chalcopyrite $CuFeS_2$) se déposent à partir des fluides hydrothermaux dans les océans (fiche 209) et les continents (filons liés aux granites, et surtout porphyres cuprifères des arcs volcaniques, fiche 215). Ils sont parfois riches en Au et Ag.

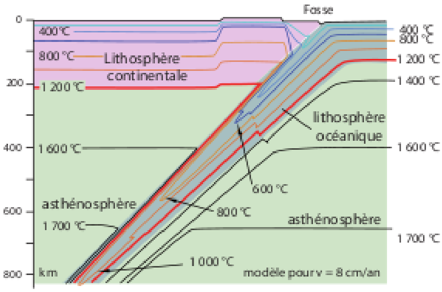


Gypse et halite des évaporites actuelles du Lac Asal (Djibouti)

Les **sulfates** (gypse $CaSO_4 2H_2O$, anhydrite $CaSO_4$) et les halogénures (halite NaCl, sylvite KCl) se forment notamment lors de l'évaporation de l'eau de mer ou des eaux salées des grands lacs.

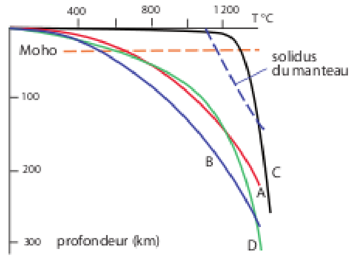
Les facteurs du métamorphisme

Le métamorphisme est l'ensemble des transformations subies à l'état solide par les assemblages minéralogiques lors de changements de conditions de température et de pression, par exemple lors de l'enfouissement puis de l'exhumation d'unités géologiques. Les facteurs du métamorphisme sont **physiques** et **chimiques.**
Physiques : pression, température, temps. Chimiques : variations de composition par effet des fluides.



Évolution des températures lors de l'enfouissement dans une zone de subduction océanique

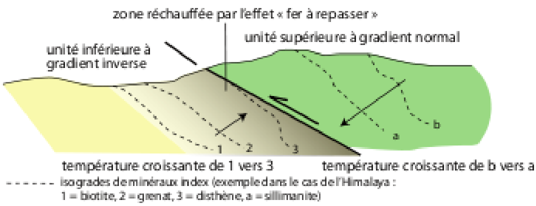
Dans les zones de subduction océanique et continentale, la lithosphère froide est enfouie rapidement dans le manteau dont la température est plus élevée. Il y a évolution prograde dans la lithosphère subduite en raison de l'augmentation conjointe de P et T, mais l'augmentation de T est faible (gradient de type franciscain, fiche 173).



A : lithosphère continentale jeune
B : lithosphère continentale âgée (craton précambrien)
C : lithosphère océanique à l'axe d'une dorsale
D : lithosphère océanique à 1000 km de l'axe

Gradients géothermiques contrastés de la lithosphère

L'augmentation de T avec la profondeur n'est pas linéaire. Les courbes (géothermes) sont toutes des paraboles dont la forme dépend de l'âge et de la nature de la lithosphère concernée. Le gradient continental moyen est de 30 °C par km (modifié d'après C. Nicollet).



Le facteur température et le métamorphisme inverse

L'enfouissement d'une unité continentale externe sous une unité plus interne au front d'une chaîne de collision a pour conséquence un réchauffement « par le dessus » (effet de fer à repasser).

Rôle de la circulation des fluides dans la croissance cristalline et dans l'anatexie





À gauche : la croissance des cristaux nécessite une migration efficace des éléments chimiques par circulation de fluides locaux (baguettes de scapolites dans un marbre de la zone nord-pyrénéenne : métamorphisme HT-BP extensif du rifting crétacé). À droite : l'anatexie est favorisée par une phase fluide riche en eau libérée à l'échelle du massif par les réactions progrades qui détruisent les phyllosilicates (migmatites varisques du Massif Armoricain, Morbihan).

Les minéraux, marqueurs du métamorphisme

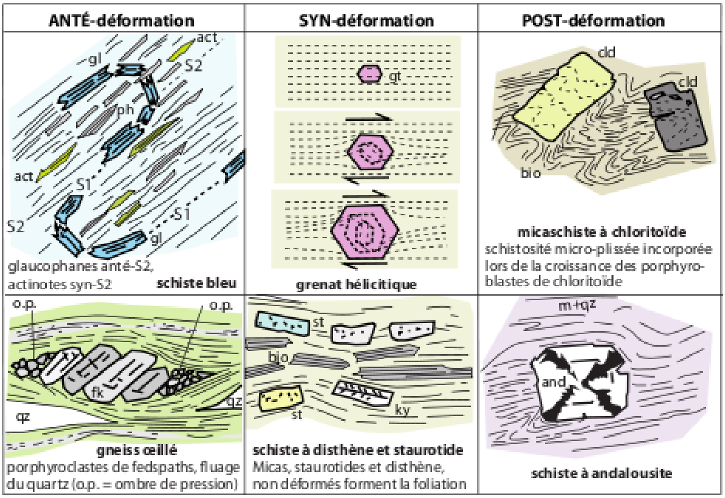
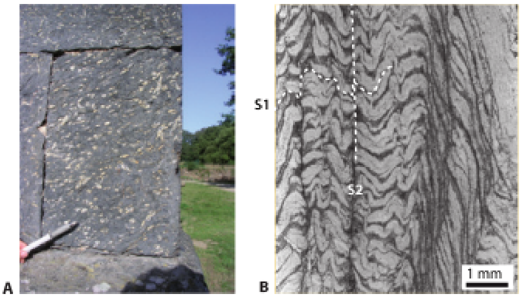
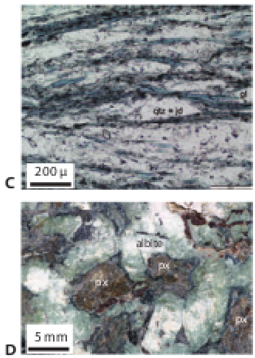


Tableau des relations entre croissance minérale et déformation

La croissance cristalline métamorphique intervient durant les diverses phases de la déformation. Les minéraux enregistrent ou scellent les déformations. Ils sont d'excellents marqueurs de l'évolution structurale des unités enfouies puis exhumées. gl : glaucophane, act : actinote, ph : phengite, gt : grenat, cld : chloritoïde, bio : biotite, qz : quartz, fk : feldspath potassique, st : staurotide, ky : disthène, m : muscovite, and : andalousite.





Texture des roches métamorphiques

A : Porphyroblastes d'andalousite à croissance peu orientée. Auréole de métamorphisme de contact d'un granite varisque (abbaye de Bon Repos, Côtes d'Armor).
B : Microplissement des micas et du quartz dans un micaschiste présentant une schistosité de crénulation S2 replissant une première schistosité S1.
C : texture lépidoblastique d'un schiste bleu des Alpes à jadéite + quartz + glaucophane (jd, qz, gl).
D : couronnes d'amphibole brune autour de pyroxènes magmatiques (px) préservés et croissance d'albite en remplacement du plagioclase : marques du métamorphisme océanique conservées après l'histoire alpine dans un gabbro du Chenaillet.

Faciès et gradients métamorphiques

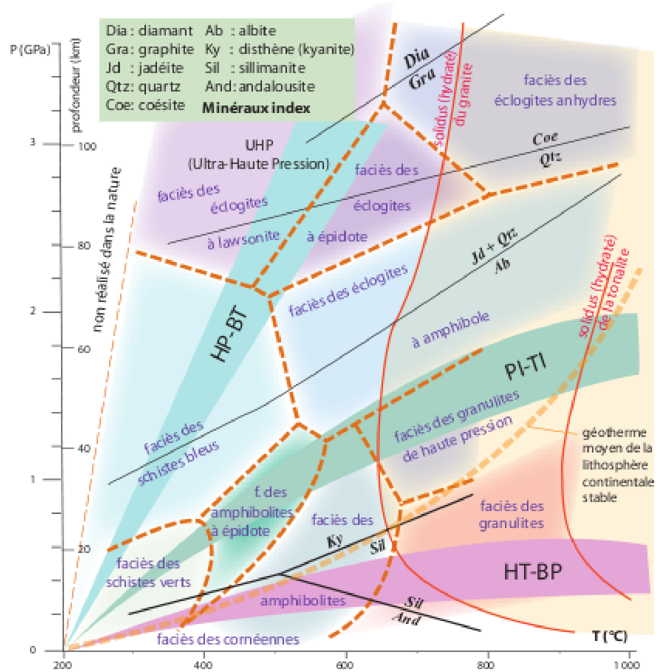


Diagramme Pression-Température des faciès et gradients métamorphiques

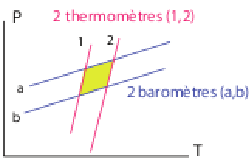
(d'après M. Ballèvre, 2013)

HP-BT : Gradient de haute pression et basse température (franciscain) typique de la subduction.

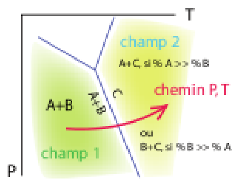
PI-TI : Gradient de pression et de température intermédiaires (dalradien ou barrowien) typique de la chaîne varisque (ex. Massif Central), il mène à l'anatexie (abondance des migmatites).

HT-BP : Gradient de haute température et de basse pression (Abukuma) typique du rifting crétacé des Pyrénées, proche des conditions du métamorphisme de contact (cornéennes).

En jaune : champ P, T du métamorphisme pour la roche contenant les minéraux symptomatiques des équilibres 1 + 2 + a + b



Réaction métamorphique A + B = C permettant de passer de l'assemblage A + B stable dans le champ 1 aux assemblages A + C ou B + C, stables dans le champ 2, selon les proportions de A et B.



Utilisation des réactions minéralogiques pour déterminer les conditions P, T du métamorphisme

fiche 174 Les chemins P, T, t des roches métamorphiques

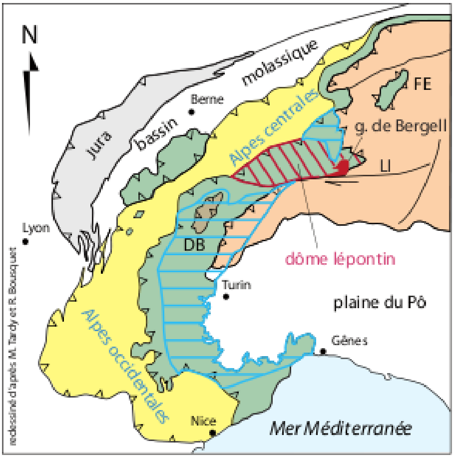
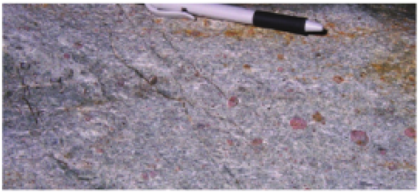
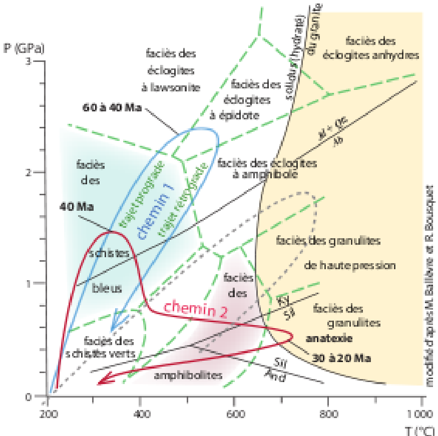


Schéma structural des Alpes occidentales et centrales

Position des deux grands ensembles métamorphiques exhumés à l'issue de la subduction alpine dont les chemins P, T, t sont donnés ci-dessous.



Grenats dans un gneiss éclogitique de l'unité continentale de Sesia

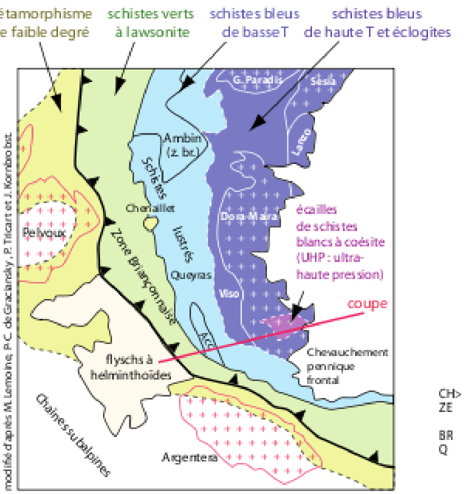


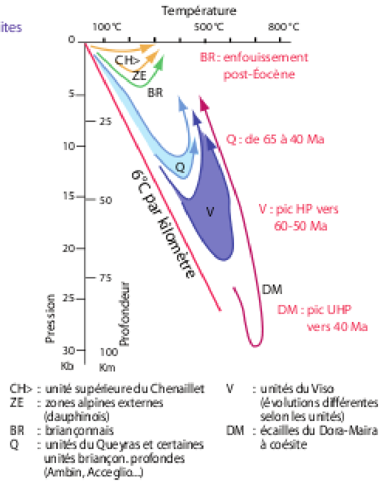
Chemins P, T, t contrasté des deux grands ensembles métamorphiques des Alpes occidentales et centrales

Pour comparaison, en pointillé gris, un chemin pour les unités varisques du Massif Central. La variété des évolutions métamorphiques reflète d'une part la variété des gradients de P et T dans la lithosphère terrestre et d'autre part, la variété des chemins possibles dans l'espace P, T.

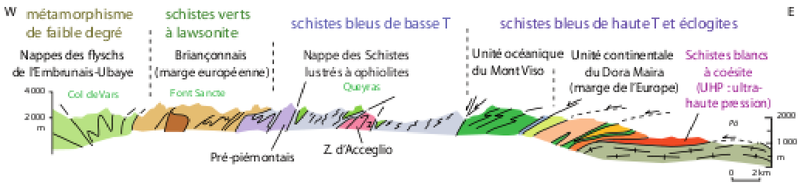
Alpes occidentales : les unités internes continentales et océaniques ont été enfouies dans la subduction alpine puis exhumées rapidement sans se réchauffer. Le chemin P, T est un aller-retour simple dans le domaine des hautes pressions. Alpes centrales (dôme léopontin) : les unités enfouies ont subi un réchauffement les amenant dans le faciès des amphibolites avant d'être exhumées. L'anatexie de la croûte subduite se traduit par la présence des granites alpins, mis en place le long de la ligne insubrienne entre 30 et 25 Ma (granodiorite de Bergell). Les datations faites directement sur les minéraux métamorphiques donnent le paramètre temps des chemins P, T, t.

Le métamorphisme alpin de haute pression-basse température

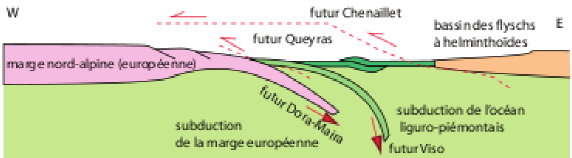




Carte du métamorphisme et chemins P, T, t des Alpes sud-occidentales

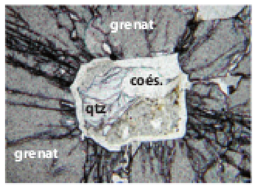


Coupe des Alpes sud-occidentales montrant la position des unités HP-BT



Coupe hypothétique de l'océan liguro-piémontais en cours de fermeture

État pour la période fin-Crétacé-début Tertiaire, avant le pic HP à 40 Ma du Dora-Maira. Le contenu du bassin des flyschs à Helminthoïdes et les ophiolites non métamorphiques du Chenaillet viendront ensuite recouvrir vers l'ouest, l'océan et la marge européenne non enfouie. Puis, les unités continentales et océaniques enfouies remonteront rapidement pour former les zones les plus internes de la chaîne.

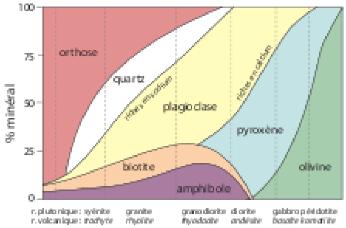


Coésite des unités ultra-haute pression (UHP) du Dora-Maira

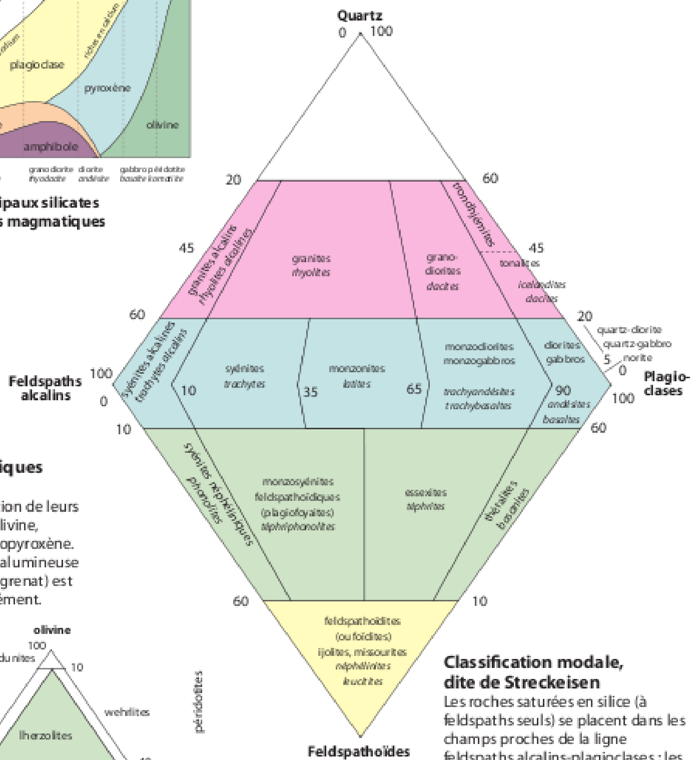
Lors de la remontée depuis 100 km de profondeur, la coésite se transforme en quartz. L'augmentation du volume induit la fissuration des grenats hôtes.

fiche 176 La classification courante des roches magmatiques

Elle repose sur la détermination de la nature des principaux silicates, de leur abondance modale (% volumiques estimés d'après les surfaces en lame mince) et de la texture des roches (fiches 178 et 179). Elle est basée sur la non-coexistence du quartz et des feldspathoïdes (réaction néphéline + 2 quartz → albite) et sur l'augmentation des teneurs en « minéraux blancs » (quartz, feldspaths, feldspathoïdes) des roches mafiques (gabbros, basaltes) aux roches intermédiaires (diorites, andésites) et évoluées (felsiques). Une classification simplifiée est proposée sur le rabat de couverture.



Les principaux silicates des roches magmatiques



Classification modale, dite de Streckeisen

Les roches saturées en silice (à feldspaths seuls) se placent dans les champs proches de la ligne feldspaths alcalins-plagioclases ; les roches sursaturées (à quartz) dans le triangle supérieur ; et les roches sous-saturées en silice (à feldspathoïdes) dans le triangle inférieur.

Les roches plutoniques ultramafiques sont classées en fonction de leurs teneurs modales en olivine, orthopyroxène et clinopyroxène. La nature de la phase alumineuse (plagioclase, spinelle, grenat) est considérée en complément.



La nomenclature chimique des roches volcaniques

Les roches volcaniques, parfois vitreuses ou à minéraux de très petite taille, ne peuvent pas toujours être classées d'après leur composition minéralogique vue au microscope. C'est la raison pour laquelle une classification chimique simple, basée sur leur teneur en SiO_2 et alcalins ($Na_2O + K_2O$), a été adoptée. Elle est appelée TAS (*Total Alkalis Silica*).

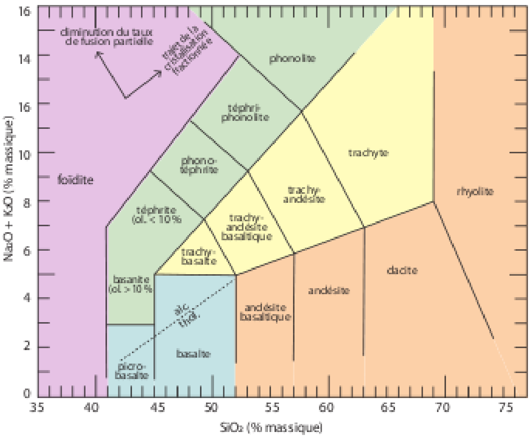
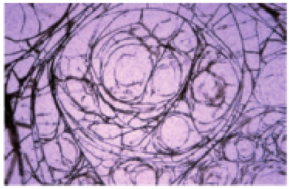


Diagramme TAS

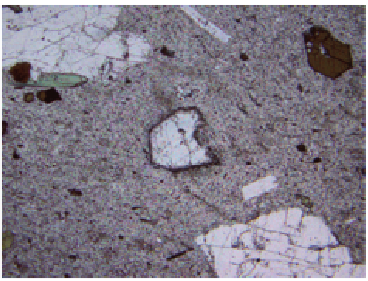
La ligne en tiretés sépare le champ des basaltes alcalins (alc.) de celui des basaltes tholéiitiques (thol.).



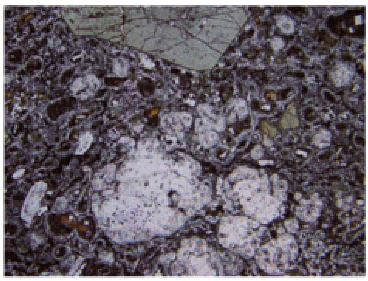
Rhyolite entièrement vitreuse (obsidienne) du Chili
(LPNA, 4 x 3 mm)
Texture perlitique (fractures curvilignes de retrait)

Trois grands types de séries apparaissent dans le TAS : sur-saturées (base du diagramme), saturées (partie médiane) et sous-saturées en silice (partie haute).

Les laves occupant les champs des trachybasaltes, trachandésites basaltiques et trachyandésites sont appelées hawaiites, mugéarites et benmoréites si elles sont sodiques ($Na_2O - 2 > K_2O$).



Téphriphonolite à amphibole brune et haüyne (felspathoïde bleu du groupe de la sodalite), Roche Sanadoire, Mont-Dore (LPNA, 3 x 2 mm).

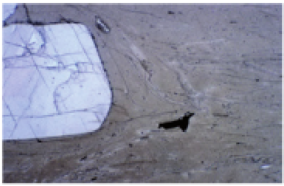


Téphrite à leucite (incolore) et clinopyroxène vert, Vésuve (LPNA, 4 x 3 mm).

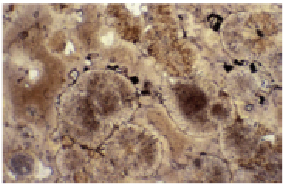
fiche 178

Les textures des roches volcaniques

Elles sont définies par le constituant dominant de la pâte (ou mésostase) : verre, microlites, cristaux jointifs (texture holocristalline) et par les pourcentages de phénocristaux : roches aphyriques et subaphyriques (< 5 %) , peu porphyriques (5 – 10 %), porphyriques (> 10 %), très porphyriques (> 20 %).

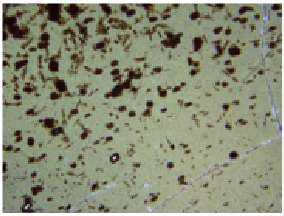


Obsidienne du Cantal (LPNA, 3 x 2 mm) avec grande sanidine

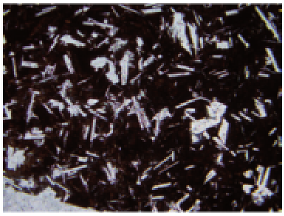


Obsidienne dévitrifiée du Cantal (LPNA, 3 x 2 mm)

La texture vitreuse des rhyolites (obsidiennes) est due à leur composition et leur viscosité qui inhibent la croissance cristalline. Elle est métastable (dévitrification).

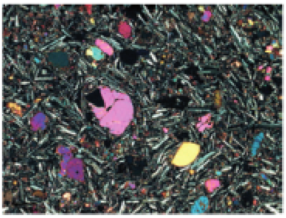


Périphérie vitreuse de coussin (LPNA, 4 x 3 mm), zone PARISUB

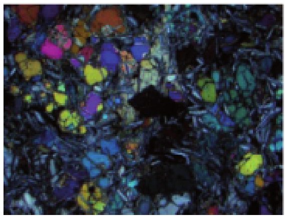


Coussin vitreux avec plagioclases squelettiques (LPNA, 4 x 3 mm), zone PARISUB

La texture vitreuse des autres laves est due au refroidissement brutal du magma, notamment au contact de l'eau (trempe). Il fige des cristaux incomplets squelettiques.

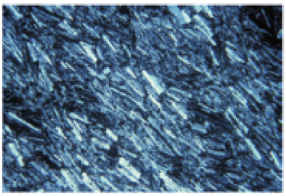


Basalte microlitique porphyrique du Cantal (LPA, 4 x 3 mm)

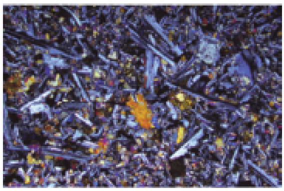


Picrobasalte microlitique très porphyrique du Groenland (LPA, 4 x 3 mm)

La texture microlitique, la plus courante, associe des minéraux en baguettes ou microlites (< 0,1 mm) et du verre en moindre quantité. Les microlites se forment en surface pendant et après la mise en place des laves.



Trachyte à texture holocristalline fluidale de Polynésie (LPA, 3 x 2 mm)

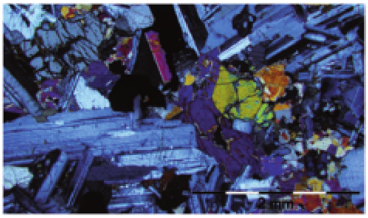


Basalte à texture subdoléritique du Groenland (LPA, 4 x 3 mm)

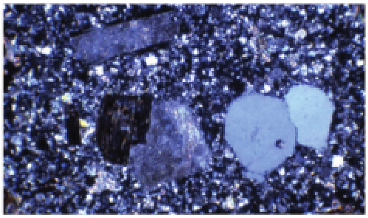
Les roches volcaniques holocristallines (sans verre) ont des microlites jointifs (texture trachytique ou fluidale) ou un réseau de lattes de plagioclase associées à des pyroxènes et olivines (texture doléritique).

Les textures des roches plutoniques

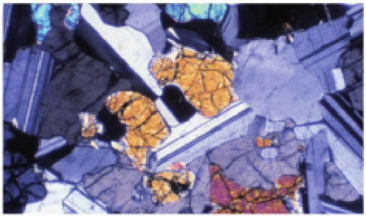
Le refroidissement lent des roches plutoniques induit la formation de cristaux visibles à l'œil nu (du mm au cm) formant des textures grenues. Les périphéries des massifs (bordures figées) et les intrusions de petite taille se refroidissent plus rapidement, acquérant une texture microgrenue, porphyrique ou non. Leur mésostase est formée de minéraux jointifs mais non visibles à l'œil nu.



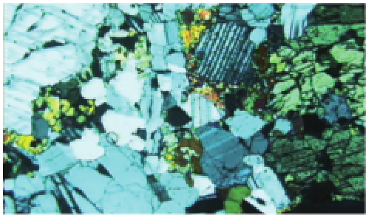
Microgabbro à plagioclase, olivine et pyroxène du Groenland (LPA, 4 x 3 mm).



Microgranite porphyrique à phénocristaux de quartz, plagioclase altéré et biotite de l'Arcouest (LPA, 3 x 2 mm).



Texture grenue équante du gabbro à plagioclase, olivine et pyroxène de Lamballe (LPA, 3 x 2 mm). L'olivine est antérieure au plagioclase.



Texture grenue de cumulat d'une enclave de gabbro à grands primocristaux de plagioclase et de hornblende de la Montagne Pelée (LPA, 3 x 2 mm).

Les roches grenues à texture équante (minéraux de même taille) ont cristallisé en un seul épisode, même si on peut reconstituer l'ordre d'apparition de leurs minéraux. Les cumulats se sont formés en deux phases : ségrégation des grands primocristaux au niveau du réservoir, puis formation des petits cristaux interstitiels à partir du magma piégé au sein de cette « bouillie cristalline ».



Granite à texture porphyroïde de Brignogan, à grands cristaux tardifs d'orthose (porphyroblastes).

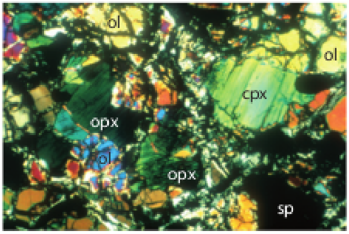


Pegmatite à microcline (blanc), quartz (gris), muscovite et tourmaline noire, dans le granite de Roscoff.

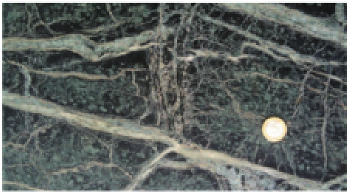
En fin de cristallisation, les teneurs élevées en fluides des magmas granitiques sont à l'origine de la croissance de cristaux de grande taille (> 1 cm), dans le granite lui-même (grands porphyroblastes de feldspaths alcalins) et dans les filons remplissant les fractures du granite et de son encaissant (pegmatites à tourmaline et béryl, très enrichies en LILE).

fiche 180

Les roches du manteau



Lherzolite de l'axe de la dorsale médio-atlantique
(vue en lame mince, LPA, longueur = 3 cm)



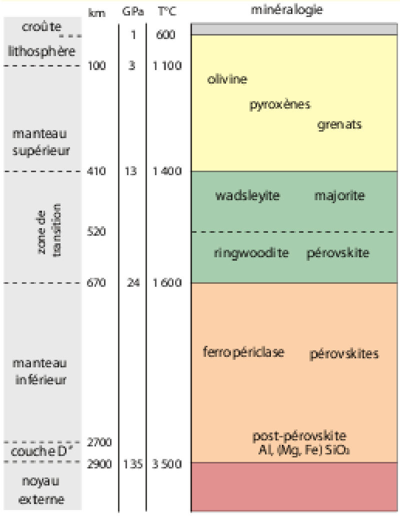
Une ophicalcite des ophiolites de Ligurie

Lors de leur remontée sous les marges ou les dorsales, les péridotites sont altérées par l'eau de mer et se transforment en serpentinites à partir de 400 °C. Puis à la surface, elles sont bréchifiées et envahies de carbonates formant ainsi les ophicalcites. Dans les ophiolites, ces roches sont typiques des anciens fonds océaniques à manteau dénudé.

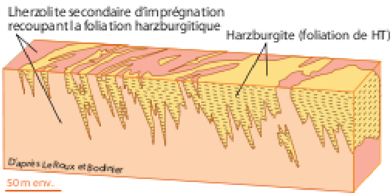
péridotites
- dunite = **ol**
- harzburgite = **ol + opx**
- lherzolite = **ol + opx + cpx**
- wehrlites = **ol + cpx**

minéraux accessoires : à P décroissante **gt, sp, pl**

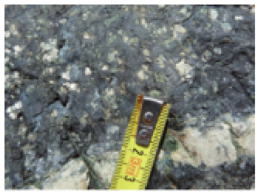
ol : olivine, opx : orthopyroxène, cpx : clinopyroxène, gt : grenat, sp : spinelle, pl : plagioclase



Conditions P, T et minéralogie du manteau terrestre



Relations entre lherzolites et harzburgites dans le massif de Lherz (Pyrénées)



Cpx et filonnet de gabbro dans les péridotites serpentinisées du Cap Corse

Ces cristallisations résultent de l'imprégnation magmatique d'un manteau appauvri sous l'axe de la paléo-dorsale de l'océan liguro-piémontais.

Les lherzolites infra-continentales des chaînes de montagne (Lherz, Ronda) et des ophiolites alpines (Lanzo, Chenaillet, Corse) ne sont plus considérées comme des roches primitives. Il ne s'agit pas de manteau qui a peu fondu. Ces roches dérivent d'un manteau appauvri harzburgitique transformé en lherzolite par imprégnation de magmas issus de la fusion partielle, dans des conditions lithosphériques. Cette refertilisation s'effectue par cristallisation de nouveaux minéraux (cpx, pl…) lors de la remontée du manteau sous un rift pré-orogénique (cas des Pyrénées) ou sous l'axe d'un ancien océan (cas des Alpes).

Les basaltes

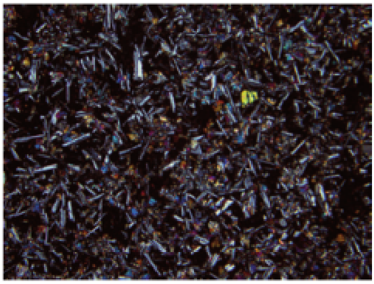
Les trois grands types de basaltes sont ceux des dorsales océaniques ou MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*) ; les basaltes calco-alcalins (BCA) des arcs, qui appartiennent au groupe des IAB (*Island Arc Basalts*) ; et les basaltes intraplaque liés aux points chauds, souvent assimilés aux OIB (*Ocean Island Basalts*), qui incluent des tholéiites, des basaltes alcalins, des basanites et des foïdites (néphélinites).

Les MORB, IAB et tholéiites intraplaque sont saturés ou sursaturés en silice. Ils se placent au-dessous de la ligne thol./alc. (fiche 177), et les autres laves basaltiques intraplaque, sous-saturées en silice, au-dessus.

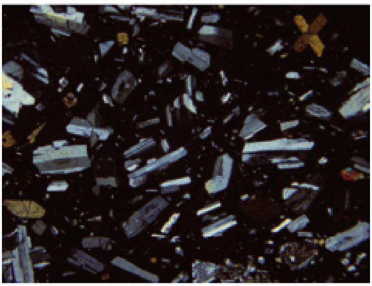
Les MORB, souvent aphyriques, ont des teneurs moyennes en TiO_2 (1- 2 %) et très faibles en K_2O ; les IAB, à phénocristaux de plagioclase abondants, des teneurs élevées en Al_2O_3 et faibles en TiO_2 (< 1 %). Les OIB sont riches en alcalins, TiO_2 et P_2O_5.

Type	MORB	BCA	BA	BS
SiO_2	48,10	49,93	45,30	44,90
TiO_2	1,51	0,70	2,29	3,21
Al_2O_3	15,00	16,65	11,70	13,10
Fe_2O_3*	10,40	10,33	10,96	11,84
MnO	0,16	0,18	0,18	0,18
MgO	10,10	7,50	13,75	9,41
CaO	10,90	11,86	10,03	9,38
Na_2O	2,65	2,18	3,27	3,93
K_2O	0,10	0,53	0,98	1,84
P_2O_5	0,17	0,13	0,74	0,76
P.Feu	0,80	-0,28	1,95	1,21
Total	99,89	100,88	101,15	99,76

Analyses de basaltes (oxydes majeurs en % massiques) MORB du Pacifique Est (PARISUB), basalte calco-alcalin (BCA) de Martinique, basalte alcalin (BA) et basanite (BS) du Cantal.

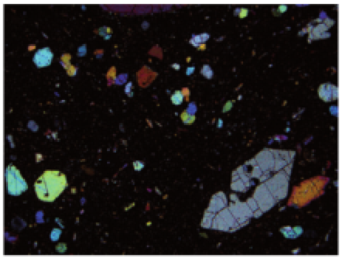


MORB de la zone PARISUB (LPA, 4 x 3 mm) Texture microlitique aphyrique, verre abondant dans la mésostase à plagioclase, olivine et clinopyroxène.

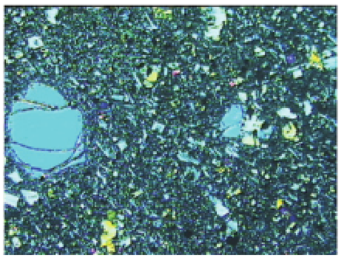


Basalte calco-alcalin de Martinique (LPA, 4 x 3 mm) Lave très porphyrique à phénocristaux de plagioclase zonés et de clinopyroxène.

Basalte alcalin du Cantal (LPA, 4 x 3 mm) Nombreux phénocristaux d'olivine et clinopyroxène, plagioclase en microlites.



Basanite du Cantal (LPA, 4 x 3 mm) Phénocristaux d'olivine et rare clinopyroxène, microlites de plagioclase et feldspathoïdes interstitiels.



Les andésites

Les andésites sont les laves intermédiaires des séries calco-alcalines ; elles sont plus abondantes que les basaltes dans la plupart des arcs. Leur identification comme andésites basaltiques ou andésites *sensu stricto* nécessite que leur « affinité d'arc » soit établie (teneurs faibles en TiO_2, anomalies négatives en Nb et Ta et positives en Pb, fiche 216). Les laves des séries shoshonitiques sont appelées (à teneurs en SiO_2 croissantes) : absarokites ; shoshonites ; banakites ; latites ; liparites. Pour les laves des séries alcalines d'arc (rares) on utilise le diagramme TAS (fiche 177). Certaines andésites (adakites, andésites magnésiennes, boninites) ont une pétrogenèse originale (fiches 219 à 221).

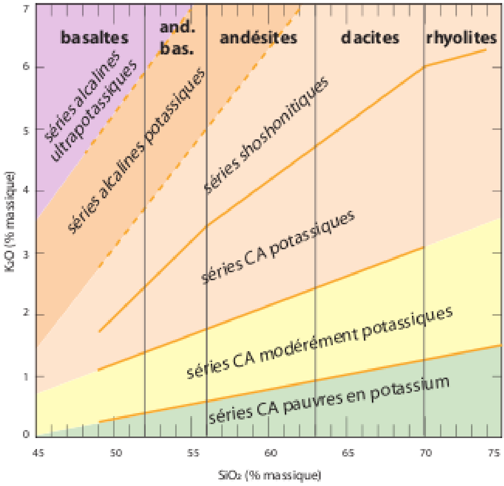
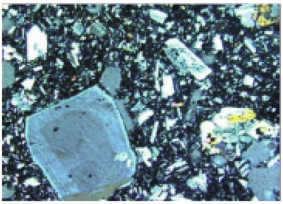


Diagramme K_2O – SiO_2 de classification des laves des arcs
and. bas. : andésites basaltiques



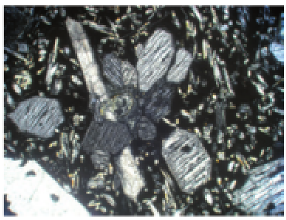
Andésite calco-alcaline pauvre en K
(St Kitts, Petites Antilles) (LPA, 4 x 3 mm)
Mésostase vitreuse, très abondants phénocristaux de plagioclase calcique zonés, rares clinopyroxènes.



Andésite calco-alcaline modérément potassique d'affinité adakitique, (Basse Californie) (LPA, 3 x 2 mm) Mésostase microlitique, très abondants phénocristaux de hornblende et de plagioclase, rares clinopyroxènes et titanomagnétites.



Andésite calco-alcaline potassique
(Basse Californie) (LPA, 3 x 2 mm)
Mésostase microlitique, grands phénocristaux de plagioclase calcique.



Boninite (andésite basaltique calco-alcaline pauvre en K et dépourvue de feldspaths) (Nouvelle Calédonie) (LPA, 1,2 x 0,8 mm) Mésostase vitreuse, très abondants phénocristaux de clinoenstatite et microlites de pyroxènes.

Les granitoïdes

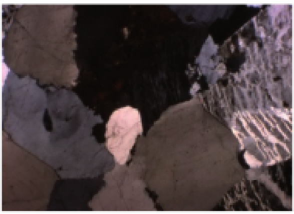
Les granitoïdes présentent une exceptionnelle diversité pétrographique et géochimique liée à leurs origines multiples. Leur nomenclature courante est basée sur le diagramme de Streckheisen (fiche 176). Il s'y ajoute une classification génétique des granites en trois types.

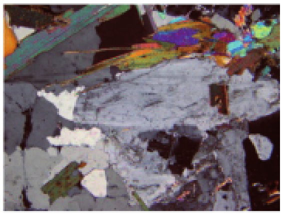
Classification	G. hyperalcalins	G. métaalumineux	G. hyperalumineux
$Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$	< 1	> 1	> 1
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$	< 1	< 1	> 1
Types (Ch. et W.)	A	I	S
Minéraux normatifs	diopside + acmite	diopside	corindon
Minéraux typiques	aegyrine + riebeckite	hornbl. + biotite	muscovite + biotite + cordiérite + grenat
Noms courants	G. alcalins/hyperalcalins	G. calco-alcalins	leucogranites
Origine	diff. m.b. intraplaques	diff. m.b. arcs	anatexie crustale

Classification génétique des granites

Les granites hyperalcalins, rares, (type A de Chappell et White, 1974) sont caractérisés par la présence de pyroxènes et amphiboles sodiques et l'absence de plagioclase calcique. Ils dérivent de la différenciation de magmas basaltiques (diff. m. b.) alcalins ou transitionnels en contexte intraplaque (fossés, rifts). Les granites calco-alcalins, les plus courants (type I), forment le substratum des arcs volcaniques et sont issus des magmas IAB. Les leucogranites, hyperalumineux (type S), contiennent de la muscovite et d'autres minéraux riches en alumine (cordiérite, grenat) ainsi que des enclaves de roches métamorphiques : ils proviennent de la fusion de la croûte continentale dans les contextes de subduction ou de collision (fiche 223).

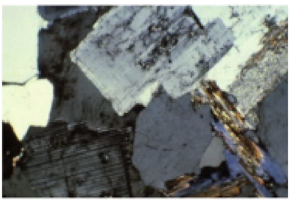
Granite hyperalcalin de Corse (LPA, 3 x 2 mm), à grands feldspaths alcalins perthitiques

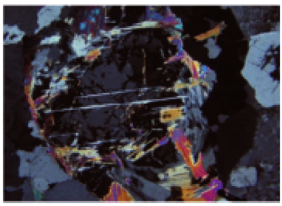




Leucogranite de Locronan (LPA, 4 x 3 mm), à deux micas (muscovite et biotite)

Granite calco-alcalin de Fougères (LPA, 3 x 2 mm), à grands plagioclases, orthose, quartz et biotite





Cordiérite Grand cristal entouré de micas dans le granite d'anatexie du Huelgoat (LPA, 4 x 3 mm).

Partie 9

Les magmas : mise en place et origine



Falaise d'Hawaii : ancien escarpement côtier où affleurent des coulées composites (fiche 185), recouvert par des coulées fluides très récentes à surface pahoehoe (*photo Mathieu Lagabrielle*).

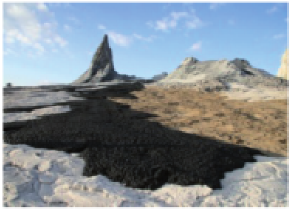
fiche 184

Les magmas et leurs propriétés

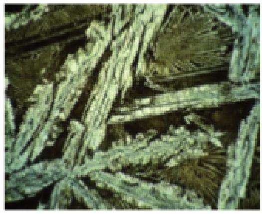
Les magmas sont des liquides naturels de haute température, pour la plupart silicatés, contenant en général des fluides dissous (H_2O, CO_2) et des minéraux formés en profondeur (phénocristaux).



Magma basaltique à 1 150 °C au Piton de la Fournaise (La Réunion)



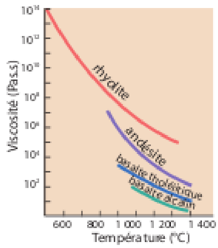
Coulées de carbonatite de l'Oldoinyo Lengai (Tanzanie)
Elles proviennent des magmas les plus froids connus (500-550 °C).



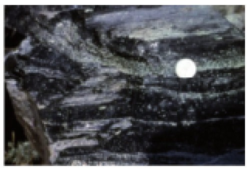
Komatiites archéennes
Cristaux d'olivine squelettiques dits « spinifex » (champ de la photo : 3 x 4 mm). Elles dérivent des magmas ultramafiques (MgO = 30 %) les plus chauds connus (1 500 °C).

Magmas	mafiques (basiques)	intermédiaires	felsiques (évolués)
Laves	basaltes basanites néphélinites	trachyandésites andésites téphrites	rhyolites trachytes phonolites
SiO_2 (%)	32 à 52 %	50 à 63 %	55 à 75 %
MgO (%)	15 à 6 %	6 à 2 %	2 à 0 %
Température (°C)	1 250 - 1 000	1 150 - 800	1 000 - 700
Viscosité (Pa.s)	10^1 à 10^5	10^4 à 10^7	10^5 à 10^{11}
Densité	2,9 à 2,6	2,6 à 2,3	2,3 à 2,0

La viscosité des magmas définit leur résistance à l'écoulement. Faible pour les coulées fluides (< 10^4 Pa.s), elle augmente des coulées visqueuses (10^4 - 10^7 Pa.s) aux extrusions quasi-solides (10^7 - 10^{12} Pa.s).
La viscosité augmente exponentiellement lorsque la température décroît, ce qui provoque l'arrêt de la progression des coulées. Elle est fonction de la composition chimique : les magmas riches en Si et Al (formateurs de réseaux) sont plus visqueux que les magmas pauvres en Si et riches en Na et K (modificateurs de réseaux). Ils se mettent en place sous forme de lames visqueuses (rhyolites) qui forment des lauzes.
La présence d'eau diminue la viscosité des magmas : pour un basalte à 1 200 °C, celle-ci passe de 10^2 Pa.s « à sec » à 10 Pa.s avec 3 % d'eau ; pour une rhyolite à 800 °C, de 10^{10} Pa.s « à sec » à 10^2 Pa.s avec 10 % d'eau.



Relations viscosité-température



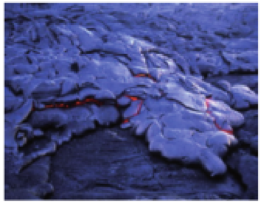
Obsidienne rhyolitique de Lipari

Les coulées basaltiques subaériennes

Les **coulées composites** se forment par superposition, lors de l'éruption, de « ruisselets » de lave fluide qui forment des unités de refroidissement indépendantes.

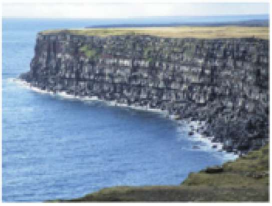


Coulées composites. Graben de Thingvellir, Islande, hauteur 8 m.



Coulée de 2003 du Puu Oo (Kilauea, Hawaii, taille réelle 5 m)

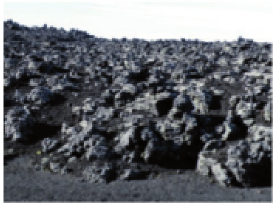
Les **coulées individuelles**, épaisses de 1 à 20 m et mises en place en un seul épisode, sont les plus fréquentes.



Coulées individuelles superposées (Reykjanes, Islande, hauteur 70 m)



Coulée fluide à surface lisse ou plissée dite **pahoehoe** (Myvatn, Islande).



Coulée visqueuse à surface bréchifiée très accidentée dite **aa** (Hékla, Islande). En fin de trajet, elles deviennent des coulées de blocs (block lava).

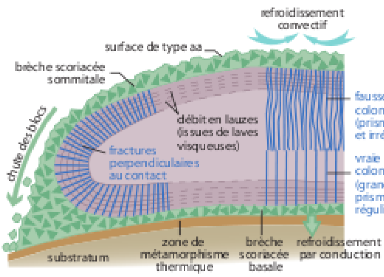
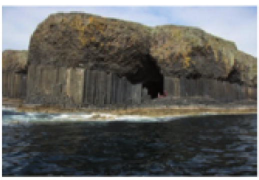


Schéma simplifié de la structure d'une coulée basaltique visqueuse

Elle a progressé en roulant sur un tapis bréchique. Le débit en lauzes est lié à la mise en place sous forme de lames visqueuses et à la fracturation perpendiculaire aux contacts à la contraction thermique lors du refroidissement (**prismation**). La fausse colonnade, très fracturée, se refroidit par convection au contact de l'atmosphère, plus rapidement que la vraie colonnade qui a une prismation plus régulière (refroidissement par conduction à la base).

Fausse et vraie colonnades Coulée de la grotte de Fingal (Staffa, Hébrides, Ecosse).





Front de coulée visqueuse Débit en lames (lauzes), Java, Indonésie.

Le volcanisme sous-marin profond

À plus de 1 000 m de profondeur (700 à 1 100 m selon la teneur en fluides du magma basaltique), les explosions sont empêchées par la pression hydrostatique de l'eau de mer (sauf cas particulier) et le volcanisme devient purement effusif.

Les **coussins de lave** (***pillow lavas***) sont la forme de mise en place prédominante, pour un taux faible à modéré d'émissions. Ils possèdent une croûte vitreuse, une prismation radiale d'origine thermique et une cavité centrale de taille très variable, issue de la vidange de sa partie centrale pour former un « pillow-fils ». Cette cavité a souvent disparu par écrasement dans les coulées anciennes.

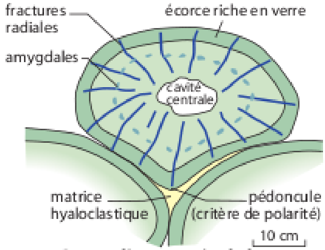


Coussins récents de forme allongée (1 à 3 m)



Coussins anciens de Reykjanes, Islande

Les photographies sous-marines de cette planche ont été prises par Arnaud Agranier lors de la campagne ©PARISUB-UMR 6538 (UBO-CNRS)-Ifremer en 2010, sur la dorsale rapide (10 cm/an) Est-Pacifique (14 à 15 °N), entre 2 000 et 2 500 m de profondeur. Champ des photos : 2 m environ.



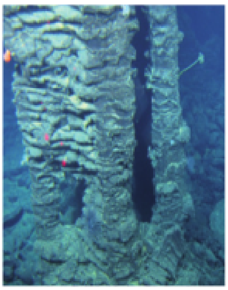
Coupe d'un coussin de lave (*pillow-lava*)

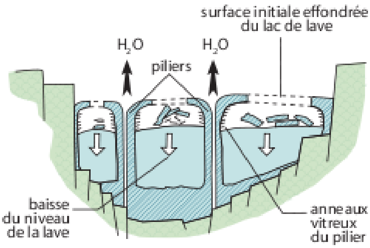
Coulées drapées
Elles correspondent à des taux d'émission plus importants (dorsales rapides). Leur pellicule vitreuse est très développée.





Coulées de laves « en pavés »
Leur sommet s'est fragmenté en blocs au contact de l'eau.





Lacs de lave

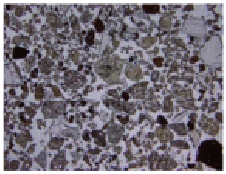
Ils remplissent fréquemment l'axe des dorsales rapides (fiche 160). L'expulsion vers leur surface de l'eau du substratum provoque la solidification de **piliers** creux. Si le lac de lave se vidange progressivement, la baisse de son niveau se marque sur les piliers par des **anneaux vitreux**. L'effondrement du toit du lac met souvent à l'affleurement ces piliers spectaculaires.

Les éruptions hydromagmatiques

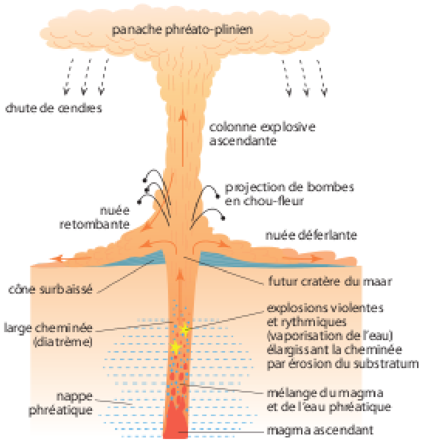
Elles sont dues à l'interaction explosive entre le magma ascendant et de l'eau superficielle : selon les cas, celle d'une nappe phréatique (**maars**) ; l'eau d'une mer peu profonde (< 1 000 m), comme dans le cas de l'éruption du Surtsey en Islande en 1963 (**explosions surtseyennes**) ; ou enfin d'un lac voire d'un lac sous-glaciaire (éruption de 2010 de l'Eyjafjallajökull, Islande). Le magma ascendant est **trempé** (cendres et lapilli noirs, bombes à surface vitreuse) et ses fragments s'altèrent au contact de l'eau en **palagonite** jaunâtre (mélange de phyllosilicates et d'hydroxydes de fer).



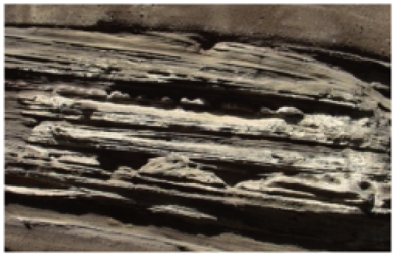
Phase hydromagmatique initiale de l'éruption de l'Eyjafjallajökull
17/04/2010 : le panache noirâtre en « gerbes cypressoïdes » est typique des explosions de type surtseyen.



Lame mince (3 x 4 mm, LPNA) des cendres de l'Eyjafjallajökull
06/05/2010 : noter les phénocristaux cassés et les fragments basaltiques trempés noirs et riches en vacuoles.



Fonctionnement complexe d'un maar
En profondeur, le magma ascendant s'émiette en réagissant de façon violemment explosive avec l'eau de la nappe phréatique, ce qui ouvre une large cheminée circulaire (**diatrème**, > 500 m). La colonne explosive verticale peut atteindre plus de 20 km de haut, et sa base s'écroule, produisant des **nuées ardentes** déferlantes et retombantes. Leurs matériaux construisent un **cône surbaissé** (< 100 m) très finement lité, témoignant d'effets de souffle (>> 100 km/h). Les projectiles balistiques (**bombes**) s'y enfoncent, et les **cendres** fines s'accumulent tout autour du point de sortie. À la fin de l'éruption, le cratère est souvent rempli par un lac.



Dépôts hydromagmatiques finement lités, avec figures de souffle et couleur jaunâtre due à la palagonite (Monts Caraïbes, Guadeloupe). Champ de la photo : 2 m.

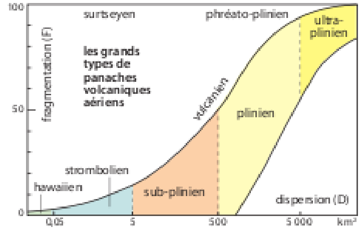


Rempart surbaissé du cratère du maar de Bou Ibalrhatène (Maroc central), riche en enclaves de péridotites mantelliques.

fiche 188

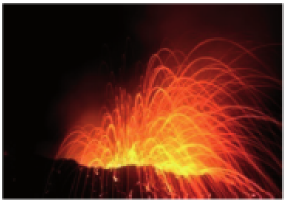
Les explosions subaériennes verticales

Ces explosions sont dues à la nucléation brutale (et explosive) des gaz dissous dans le magma, ainsi (éventuellement) que de l'eau de l'encaissant (composante hydromagmatique). Les fragments qui retombent par gravité plus ou moins loin du point de sortie (produits de **chutes pyroclastiques**) sont des **cendres** (< 2 mm), des **lapilli** (2-64 mm) et des **bombes** ou blocs (> 64 mm). La base de la colonne éruptive verticale peut également s'effondrer, produisant des nuées ardentes « retombantes ».

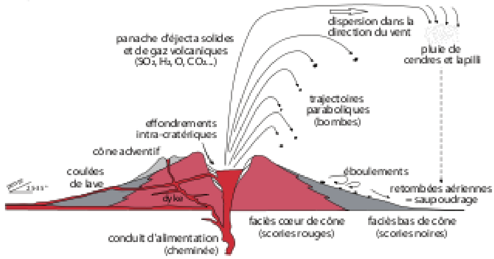


Classification des panaches explosifs

Due à G.P.L. Walker, elle repose sur leur dispersion D (surface recouverte par au moins 1 % de l'épaisseur maximale du dépôt) et leur degré de fragmentation F (% de matériaux de taille < 1 mm à 10 % de l'épaisseur maximale du dépôt). Le terme de « plinien » se réfère au panache de l'éruption du Vésuve en l'an 79, décrit par Pline. Aux extrêmes se situent les fontaines de laves hawaiiennes (hauteur < 2 km), et les panaches ultrapliniens tel celui du Tambora (1815), dont les dépôts (160 km³) ont recouvert des zones situées à plus de 1 300 km du volcan.



Explosion strombolienne
au Piton Kapor (La Réunion).



Les **explosions stromboliennes** comptent parmi les plus fréquentes et les moins dangereuses (hauteur < 10 km). Elles projettent à proximité de la cheminée des bombes en fuseau et des lapilli qui sont à l'origine de la croissance du cône ; plus loin retombent des « saupoudrages » de cendres fines, qui fossilisent souvent des paléosols ou des végétaux permettant de dater les éruptions.



Éruption vulcanienne
au Tungurahua
(Équateur).

Les **explosions vulcaniennes**, peu fréquentes (le Vulcano est au repos depuis 1890), projettent des laves visqueuses (bombes en croûte de pain). Elles réouvrent la cheminée bouchée à la fin de l'éruption précédente.



Éruption subplinienne
au Tavurvur
(Papouasie-Nouvelle Guinée).

Les **panaches pliniens majeurs**, en forme de pin parasol, atteignent des hauteurs supérieures à 55 km, et le sommet du volcan est pulvérisé par la décompression du magma très riche en gaz. La dispersion de leurs cendres fines dans la haute atmosphère peut provoquer des perturbations climatiques importantes.

Les magmas : mise en place et origine

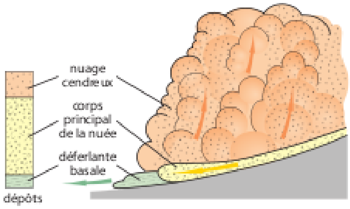
Les nuées ardentes

Les **nuées ardentes** sont des **coulées pyroclastiques** qui mettent en place à des vitesses considérables (> 300 km/h) des **aérosols** très chauds (300 à 800 °C) composés de fragments solides (échardes de verre et de lave trempée, phénocristaux) et de gouttelettes de liquide en suspension dans des gaz sous pression issus de la nucléation explosive de l'eau du magma.



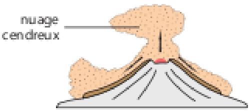
Coulée pyroclastique du Mont Saint-Helens (États-Unis) (7/07/1980)

Une nuée ardente en progression comporte trois unités. La déferlante basale, la plus rapide (> 300 km/h), accompagnée d'une onde de choc, progresse au ras du sol et forme des dépôts finement lités. Elle est suivie de près par le corps principal de la nuée, qui se dépose en masse dans les dépressions. Il s'en dégage progressivement un nuage de particules fines qui forme un panache ; ses matériaux cendreux se déposent par gravité au toit de l'unité pyroclastique.

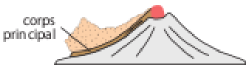


Mise en place d'une nuée ardente

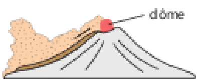
Type Saint-Vincent (1902, 1979)



Type Merapi (Montserrat)



Type péléen (1902)



Type Mont St-Helens (1980)



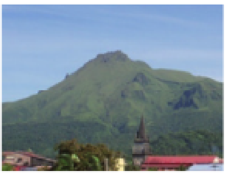
Modes de déclenchement de nuées ardentes lors de la mise en place d'un dôme de lave visqueuse.

Les **nuées de type Saint-Vincent** (Soufrière de Saint-Vincent, Petites Antilles) résultent de l'effondrement de la base d'un panache explosif vertical provenant du cratère.

Les **nuées de type Merapi** (Java, Indonésie) sont liées à l'effondrement périodique d'un dôme sommital en croissance continue. Elles sont riches en très gros blocs issus de ce dôme.

Les **nuées péléennes** (éruptions du 8 mai, 20 mai et 30 août 1902 de la Montagne Pelée, Martinique, responsables de près de 30 000 morts) résultent de l'explosion focalisée d'un dôme et de son encaissant en surpression.

Les **nuées de type Mont Saint-Helens** (1980) ont été déclenchées par la mise à nu d'un dôme intrusif (crypto-dôme) dont la croissance a déstabilisé le flanc du volcan qui s'est effondré brutalement en formant une avalanche de débris.

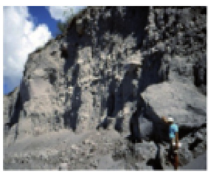


Le strato-volcan de la Montagne Pelée

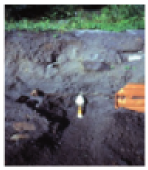
Il n'a connu que des éruptions pyroclastiques (nuées ardentes et panaches pliniens) depuis 100 000 ans.



Nuée de 1902 (type Merapi, le plus fréquent à la Montagne Pelée)



Dépôts riches en gros blocs des nuées de type Merapi de 1929



Dépôts fins des nuées péléennes des 8 et 20 mai 1902

fiche 190

Les grands types de volcans

Les volcans **monogéniques** se forment en une seule éruption, dont la durée va de quelques heures à quelques années (9 ans pour le Paricutin au Mexique). Ce sont pour la plupart des **cônes stromboliens**, des **maars** ou des **dômes** hauts de quelques dizaines ou centaines de mètres, qui peuvent être isolés, groupés en une chaîne souvent installée sur une fracture (Chaîne des Puys), ou bien appartenir à une structure volcanique plus vaste (caldeira, volcan composite).



Cône d'éclaboussures
(*spatter cone*) temporaire né en 2006 sur le plancher du cratère Dolomieu au Piton de la Fournaise, et disparu en avril 2007 lors de l'effondrement de ce cratère.



Cône strombolien et coulée associée
de Wizard Island dans la caldeira du Crater Lake (États-Unis).

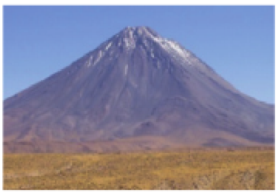
La formation des volcans **polygéniques**, de plus grande taille, est due à de nombreuses éruptions (plusieurs centaines voire milliers). Ils possèdent un ou plusieurs grands cratères sommitaux et des points de sortie périphériques (volcans adventifs). On en distingue deux types principaux : les **volcans boucliers**, exclusivement effusifs, et les **strato-volcans** (ou volcans composites), où alternent des séquences de coulées et des dépôts bréchiques, **pyroclastiques** (fragmentés à chaud) et/ou **épiclastiques** (ou volcano-sédimentaires, remaniés par les eaux superficielles).

Les **volcans boucliers**, les plus grands du système solaire, sont caractérisés par des pentes faibles dues à l'accumulation de laves basaltiques fluides issues de points chauds mantelliques.

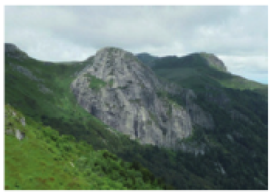


Le Skjaldbreidur ou « large bouclier » en islandais
Ce cône très régulier à pentes de 10° est à l'origine de la dénomination de volcan bouclier.

Les **strato-volcans** sont très divers. Certains, principalement pyroclastiques (Licancabur), émettent occasionnellement des coulées depuis leur cratère sommital ou des fractures situées à leur base. Leurs pentes (15 à 35°) sont d'autant plus fortes que la proportion de brèches pyroclastiques et d'intrusions est élevée. D'autres ont une longue histoire géologique (Cantal : 13 à 2 Ma) incluant des épisodes volcaniques (pyroclastiques et effusifs) très variés.



Le Licancabur, Atacama (Chili)



Dôme phonolitique du Roc d'Hozières (Cantal)
Âgé de 6,5 Ma, il recoupe des brèches formées il y a 8 à 7 Ma, et est recouvert par des coulées basaltiques âgées de 4 Ma.

Les volcans boucliers

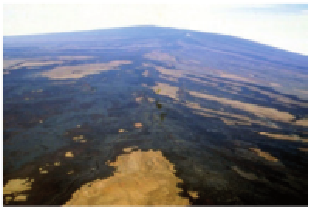
Le volcan bouclier martien Mons Olympus. Sa hauteur est de 22 km et son diamètre de 600 km ; il est entouré d'un fossé de 2 km de profondeur dû à la subsidence de la croûte sous son poids. Ses pentes sont très faibles (5°) et il possède six caldeiras sommitales emboîtées, dues à des effondrements du toit de son réservoir magmatique.



De taille plus modeste, les volcans boucliers terrestres sont cependant les plus grands volcans centraux connus. De pentes faibles (8 à 12°) ils possèdent des cratères d'effondrements sommitaux concentriques ou sécants (**caldeiras**), où se produisent la plupart des éruptions. D'autres points de sortie se situent au niveau des **rift-zones** des volcans hawaiiens, fossés d'orientation radiale connectés au sommet du réservoir magmatique.



Coulées empilées des falaises de l'île de Fatu Hiva (Marquises)

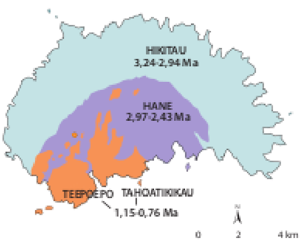


Rift-zone du Mauna Loa (Hawaii)



Laves débordant du cratère Dolomieu (Piton de la Fournaise, octobre 2006).

À la fin de l'édification du **bouclier** (qui représente plus de 95 % de la masse du volcan, et se construit en moins de 1 Ma), la formation de la caldeira marque le début d'une seconde phase, dite **post-bouclier**, qui met en place dans celle-ci des magmas issus de taux de fusion plus faible (basaltes alcalins) pendant 0,2 à 0,5 Ma. En domaine océanique, d'importants effondrements périphériques accompagnent la fin de l'activité (avalanches de débris sous-marines). Elle recommence parfois, après un arrêt de plus de 0,5 Ma (**réjuvénation** du volcanisme), produisant de petites quantités de laves très alcalines.



Ua Huka, Marquises
Île construite en trois stades : bouclier de basaltes tholéiitiques (Hikitau), volcan intra-caldeira fait de basaltes alcalins (Hane) et cônes stromboliens basanitiques bien plus récents. La moitié sud de l'édifice s'est effondrée.



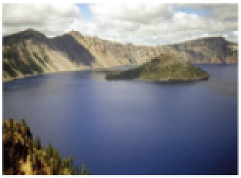
Eiao, Marquises
Volcan bouclier réduit à un croissant de 12 x 3 km par de gigantesques avalanches de débris sous-marines.

fiche 192

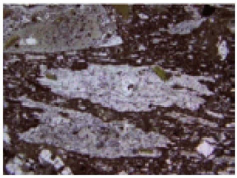
Les grandes caldeiras et les ignimbrites

Les **ignimbrites** sont les dépôts de **coulées pyroclastiques** similaires aux nuées ardentes, mais d'un volume beaucoup plus élevé (>4 km^3, alors que les éruptions de 1902 de la Montagne Pelée n'ont émis que 0,1 km^3). Elles sont généralement associées à la formation de **grandes caldeiras**.

Certains dépôts ignimbritiques se sont soudés lors de leur retombée à plus de 600 °C. Leurs dépôts massifs diffèrent de ceux des coulées de lave rhyolitique par la présence d'éléments vitreux en forme de flammes aplaties et d'échardes de verre soudées les unes aux autres.



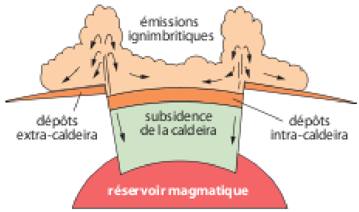
Le Crater Lake (Orégon, États-Unis ; 8 x 10 km). Il résulte de l'émission de 50 km^3 de magma rhyodacitique, il y a 7 700 ans.



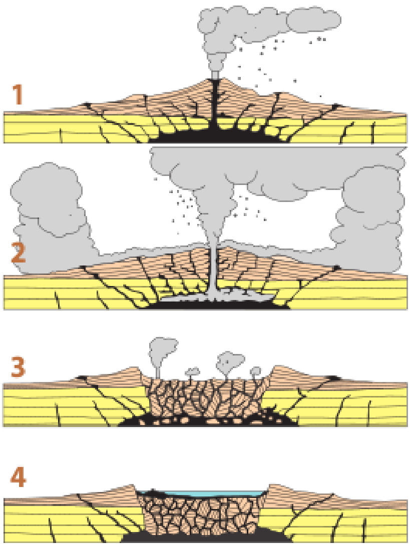
Ignimbrite soudée du Nouveau-Mexique (États-Unis) Champ de la photo 3 x 4 mm, LPNA.



Ignimbrite du Toba, Indonésie
2 800 km^3 de rhyolite ont été émis il y a 74 000 ans, formant le Lac Toba (30 x 75 km).



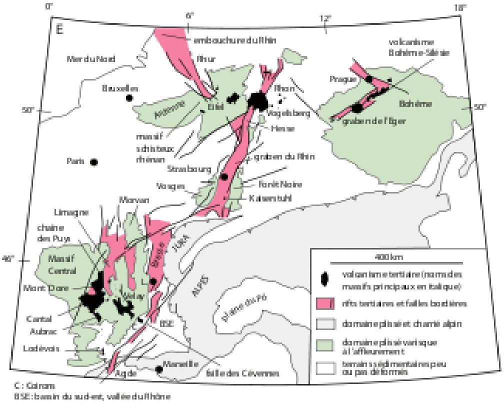
Modèle de mise en place des ignimbrites
Elles résultent de la vidange d'un réservoir magmatique très superficiel, dont le toit s'effondre au fur et à mesure des émissions qui s'effectuent le long de failles bordières. La plus grande partie des dépôts demeure confinée au sein de la caldeira ; le reste forme une couverture pyroclastique dont l'épaisseur diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la caldeira.



Modèle d'évolution du Crater Lake proposé par Howell Williams. La croissance d'un volcan pyroclastique, le Mont Mazama (stade 1) est interrompue à 7 700 ans BP par une **éruption ignimbritique** majeure (stade 2) qui vide le sommet du réservoir. Son toit s'effondre alors pour former la **caldeira** (stade 3), qui est ensuite occupée par un lac (stade 4). Ce fonctionnement peut être cyclique : on connait en effet beaucoup de volcans pyroclastiques qui croissent à l'intérieur d'une caldeira ignimbritique.

Les volcans du Massif Central

Le **volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire de l'Europe occidentale** est associé à des fossés et rifts jalonnant l'**avant-pays** de la chaîne alpine. Géochimiquement très homogène, il dérive de la fusion du **manteau supérieur lithosphérique subcontinental**, préalablement métasomatisé par des magmas alcalins provenant peut-être d'un « mégapanache ». Son origine est attribuée au réchauffement de la base de la lithosphère européenne par des **remontées de manteau profond**, déclenchées par la **délamination de la racine lithosphérique** des Alpes.



Les premières émissions volcaniques du Massif Central sont d'âge Paléocène (60 Ma), mais l'activité ne devient importante qu'à partir de 15 Ma (Cantal, Velay oriental). Elle est paroxysmale entre 5 et 1 Ma, et se poursuit pendant le Quaternaire récent dans la Chaîne des Puys et le Bas-Vivarais.

Les magmas émis sont surtout des basaltes alcalins et des basanites, sous forme d'**édifices dispersés** (Limagne, Comté, Vivarais, Escandorgue) ou de **plateaux volcaniques** (Coirons, Devès, Aubrac, Cézallier). Les laves intermédiaires (trachyandésites) et évoluées (trachytes et phonolites) sont présentes dans les **chaînes volcaniques** (Chaîne des Puys, Velay oriental) et surtout dans les deux **strato-volcans composites** du Mont-Dore/Sancy et du Cantal.

On observe dans ces derniers une remarquable diversité pétrographique traduisant une pétrogenèse complexe (cristallisation fractionnée, contamination crustale et mélanges magmatiques).

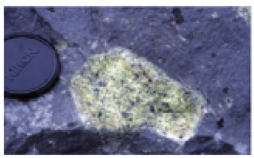


Les grands ensembles volcaniques du Massif Central

La « nappe de ponces » rhyolitique de Rochefort-Montagne (3,1 Ma)



Les coulées pyroclastiques ponceuses de type ignimbritique sont l'apanage des strato-volcans du Cantal et du Mont-Dore.



Nodule de lherzolite dans la basanite porphyrique de Sauterre

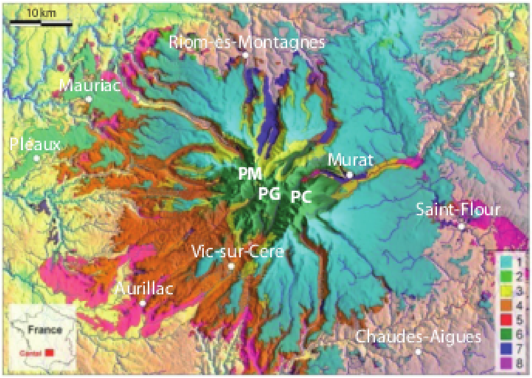
Les nombreuses enclaves de péridotites des laves basaltiques du Massif Central ont permis de connaître la nature et la déformation du manteau supérieur subcontinental.

Un grand volcan composite : le Cantal

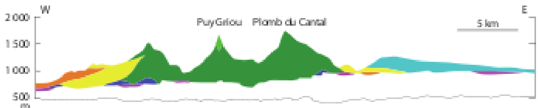
Le Cantal est le plus grand strato-volcan d'Europe continentale. Son diamètre (60 km) et son volume (400 km^3) sont en effet supérieurs à ceux de l'Etna (40 x 50 km et 350 km^3). Il a probablement atteint une hauteur voisine de celui-ci (3 350 m) avant d'être décapité par des avalanches de débris puis disséqué en planèzes triangulaires par le creusement de ses vallées glaciaires.

Carte simplifiée du Cantal

Il s'est édifié en trois grandes phases sur le socle hercynien (>300 Ma) du Massif Central, localement surmonté de sédiments oligo-miocènes (8). Entre 13 et 7 Ma se mettent en place les basaltes infracantaliens (7). Vers la fin de cette activité effusive se construit, entre 9,5 et 7 Ma, un strato-volcan trachyandésitique (6) et trachytique (5) dont les flancs fortement pentés s'effondrent entre 7,5 et 7 Ma sous forme d'avalanches de débris (4), et dont les matériaux sont remaniés par des coulées de débris ou lahars (3). La dernière phase commence entre 7 et 6,5 Ma par la mise en place de phonolites (2) puis par l'émission de nombreuses coulées de basaltes supracantaliens (1) entre 7 et 3 Ma dans les dépressions. Ces dernières subissent enfin une inversion de relief (planèzes) due à l'érosion glaciaire. PM : Puy Mary ; PG : Puy Griou ; PC : Plomb du Cantal.



d'après Pierre Nehlig



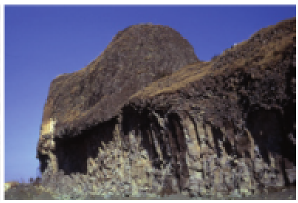
Coupe du Cantal
(voir la signification des figurés de couleur (1 à 8) dans la légende ci-contre)



Le centre du Cantal
Au premier plan, les coulées du strato-volcan trachyandésitique ; au second, le dôme phonolitique du Puy Griou (6,5 Ma) et son satellite le Griounou ; au fond, une ligne de crêtes formée par les coulées basaltiques supracantaliennes.

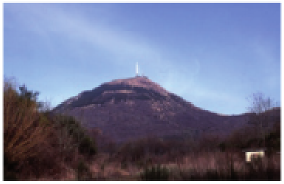


Brèche d'avalanche de débris
Blocs anguleux de taille et de composition très diverses, ciment argileux.



Coulée basanitique supracantalienne de Rouffilange,
longue de 5,5 km et datée à 4 Ma. Vraie et fausse colonnades bien visibles.

La Chaîne des Puys et son histoire



Le Puy de Dôme



Vue du Puy de Dôme vers le nord



Brèche strombolienne et bombes du Puy de Paugnat



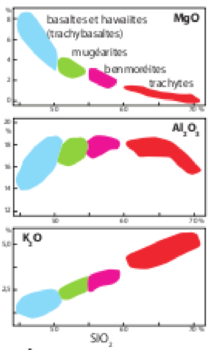
Dépôts phréatomagmatiques riches en fragments de granite pulvérisés du maar de Beaunit

La chaîne volcanique la plus récente du Massif Central est un des fleurons du patrimoine géologique de la France. Son axe principal, long de 30 km, comporte une centaine de points d'émission de **coulées** pour la plupart basaltiques et hawaiitiques. Il s'y adjoint des coulées plus visqueuses de mugéarites (trachy-andésites basaltiques ; coulée du Pariou) et de benmoréites ou trachyandésites (coulée du Puy de La Nugère dite « coulée de Volvic ») et des **dômes** de benmoréites et de trachytes quartzifères (« dômites ») dont la mise en place s'est accompagnée de l'émission de nuées ardentes.

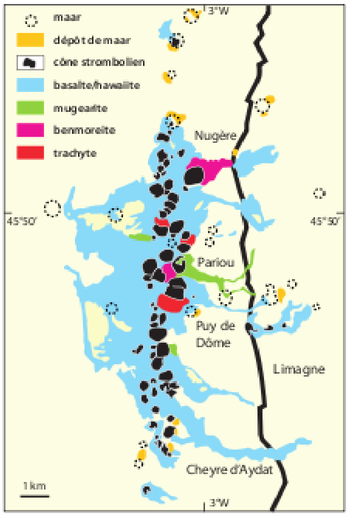
Les premières éruptions de la Chaîne des Puys sont datées à environ 90 000 ans. Un premier paroxysme, basaltique, a eu lieu entre 55 000 et 30 000 ans (Würm) et a été suivi de la mise en place de la plupart des laves intermédiaires et évoluées entre 15 000 et 8 000 ans B.P. (Puy de Dôme à 12 600 ans B.P.). Les dernières éruptions sont intervenues entre 6 900 (région du Lac Pavin) et 4 350 ans B.P. L'hypothèse d'évènements plus récents n'est pas totalement exclue.

La série volcanique de la Chaîne des Puys

Elle est due à la cristallisation fractionnée de magma basaltique alcalin riche en eau, dans de petits réservoirs situés entre 5 et 15 km de profondeur. La séparation d'olivine et de clinopyroxène est responsable de la chute de MgO des basaltes aux trachytes, alors que K_2O augmente régulièrement. Les teneurs en alumine décroissent dans les trachytes suite au fractionnement de feldspaths. Un important fractionnement d'amphibole au niveau des magmas intermédiaires (fiche 206) est responsable de la sursaturation en silice des benmoréites et des trachytes.



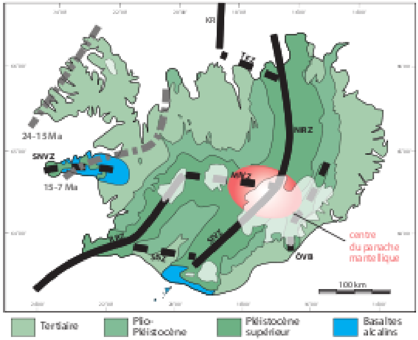
Évolution chimique de la Chaîne des Puys



La Chaîne des Puys

fiche 196 Le volcanisme de l'Islande

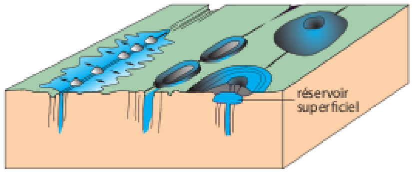
L'Islande (103 000 km²) est la plus grande île volcanique de l'Atlantique (et la 3ᵉ du monde après Sumatra et Java). Elle résulte de l'activité d'un **panache** qui pourrait être ancré au niveau de la couche D'' (voir les autres points chauds mondiaux fiche 118), et dont le **point chaud sommital** (situé sous le Vatnajökull) est très proche de l'axe de la dorsale médio-atlantique, dénommée ride de Reykjanes au sud, et ride de Kolbeinsey (KR) au nord.



Les 31 zones volcaniques actives de l'Islande

Elles sont situées :
- le long des deux rifts qui prolongent la dorsale , celui de Reykjanes (*Reykjanes Rift Zone* ou RRZ) et le rift nord-islandais (NIRZ) ;
- dans deux zones hors rift au niveau du Snaeffels (*Snoeffelsnes Volcanic Zone* SNVZ) et de l'Öroefi (*Öroefi Volcanic Belt* ÖVB) ;
- et enfin dans des zones de fracture ayant valeur de failles transformantes comme celle de Tjörnes (*Tjörnes Fracture Zone* TFZ), la zone méridionale (*South Iceland Seismic Zone* SISZ) et la zone volcanique centrale (*Mid-Iceland Volcanic Zone* MIVZ).

Ces zones actives ont migré vers l'est depuis le Miocène, par rapport aux axes d'accrétion fossiles entre 24-15 Ma et 15-7 Ma.



Évolution des volcans islandais

Les premières éruptions sont purement fissurales (Laki,1783) ; puis les fontaines de lave construisent des *spatter cones* entre lesquels la fracture se bouche. Au stade suivant ne subsistent que quelques édifices de taille moyenne, à cratères (*pit craters*) allongés selon la direction de la fracture. Si l'activité se poursuit, elle édifie un volcan central de type bouclier, comportant un réservoir magmatique superficiel.



Le rift actif de Thingvellir

Dans le prolongement de Reyjkanes, il présente un dense réseau de fractures ouvertes, facilitant l'arrivée en surface des magmas basaltiques.

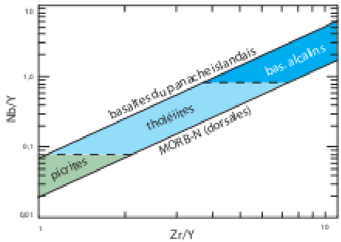


Diagramme Nb/Y –Zr/Y

Les basaltes islandais ne sont pas des MORB mais des basaltes de point chaud (OIB) typiques, enrichis en Nb et autres éléments très incompatibles. Les taux de fusion partielle décroissent du centre du panache vers sa périphérie, formant des picrites (picrobasaltes), des tholéiites et enfin, sous le Snaeffels et le sud de l'île, des basaltes alcalins

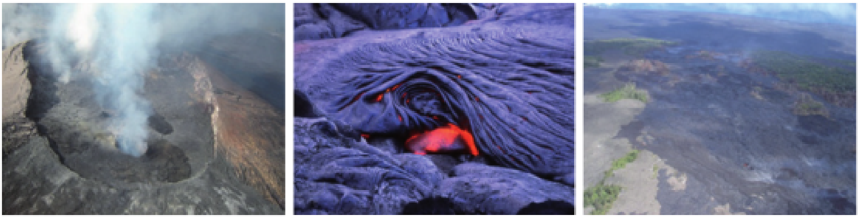


Ride de palagonite

L'activité fissurale a formé des lacs sous-glaciaires, dans lesquels les éruptions hydromagmatiques ont construit des rides jaunâtres, parfois longues de 10 à 50 km.

Le volcanisme d'Hawaii

Hawaii est célèbre pour ses éruptions quasi-permanentes et la fluidité de ses coulées basaltiques pahoehoe qui dévalent les pentes des plus grands volcans boucliers terrestres. Ce volcanisme est l'un des mieux connus au monde et une grande partie du vocabulaire volcanologique est basée sur des objets et des processus qui y ont été étudiés.



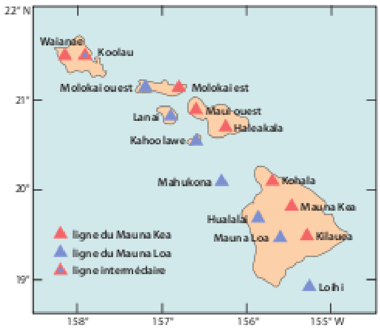
Éruptions de laves fluides au Puu Oo, cône-satellite du Kilauea (2003-2008)

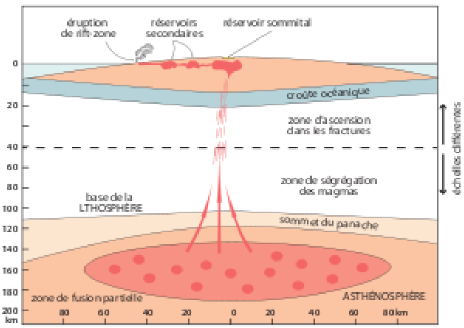
L'archipel d'Hawaii

Il a un volume total de laves de 573 000 km^3 mis en place en moins de 6 Ma, dont 213 000 km^3 pour la seule île d'Hawaii (Big Island), édifiée au cours du dernier million d'années (taux d'éruption de 0,2 km^3/an). Les deux plus grands volcans sont le Mauna Loa (74 000 km^3) et le Mauna Kea (42 000 km^3).

La base des volcans repose sur le toit de la croûte océanique Pacifique, qui s'est enfoncée sous leur poids jusqu'à –9 000 m. Les âges des boucliers augmentent régulièrement vers le nord-ouest à partir du volcan sous-marin actif Loihi. Leur variation est compatible avec la migration de la plaque Pacifique (9 cm/an). L'archipel se prolonge par la chaîne sous-marine de l'Empereur, à l'extrémité de laquelle ils atteignent 85 Ma (fiche 126).

L'archipel comporte deux rangées subparallèles : la ligne du Loa et celle du Kea, dont les volcans présentent des différences géochimiques, notamment au niveau des isotopes du plomb. Elles sont attribuées à l'existence de deux « filaments » accolés dans le panache profond sous-jacent.



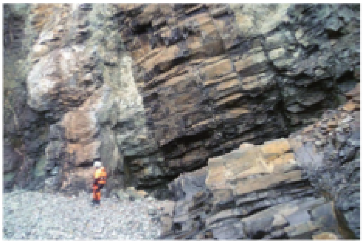


Modèle de genèse et de migration des magmas à Hawaii (Big Island)

Les magmas basaltiques tholéiitiques des boucliers naissent vers 140-180 km de profondeur. Ils sont issus de taux de fusion partielle modérés (8-12 %) du sommet d'un panache mantellique enraciné dans la couche D", et qui s'étale sous la base de la lithosphère (100-110 km). Ils remontent au sein d'un réseau complexe de fractures, puis s'homogénéisent dans des réservoirs magmatiques très superficiels (moins de 5 km) situés sous les caldeiras sommitales. Ils sont enfin émis au niveau de ces dernières ou le long de rift-zones radiales connectées par un réseau de dykes et de réservoirs secondaires.

Intrusions et extrusions volcaniques

Dans les principaux contextes géodynamiques, les volumes de magma se refroidissant en profondeur sous formes d'intrusions sont deux à trois fois supérieurs à ceux émis en surface (coulées, extrusions, explosions).



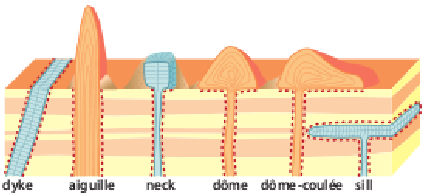
Dyke injecté en deux épisodes et à zone vacuolaire centrale de Svartenhuk (Groenland)



Sill épais de 30 m, Patagonie (Argentine)

Les **dykes** (lames intrusives sécantes) se reconnaissent aisément à leurs bordures figées symétriques et leur prismation transverse.

Les **sills** (lames intrusives concordantes) présentent, à la différence des coulées, une prismation homogène et deux zones symétriques de métamorphisme thermique.



Les principaux types d'intrusions et d'extrusions volcaniques
Échelles non respectées ;
en rouge, zones de métamorphisme thermique.



Rocher de Bonnevie, Murat (Cantal)

Les **necks**, à prismation radiale, remplissent les cheminées ou les cratères de volcans érodés. Ils sont parfois surmontés de lacs de lave prismés verticalement (cas de Murat).



Dôme dacitique de Basse Californie (Mexique)



Aiguille phonolitique de Ua Pou (Marquises)

Les **extrusions** résultent de la mise en place en surface de magmas très visqueux (10^6 à 10^{12} Pa.s), ordinairement structurés en lauzes. Un corps en partie intrusif et en partie extrusif (photo de droite) est qualifié de **protrusion**.

La mise en place des granitoïdes

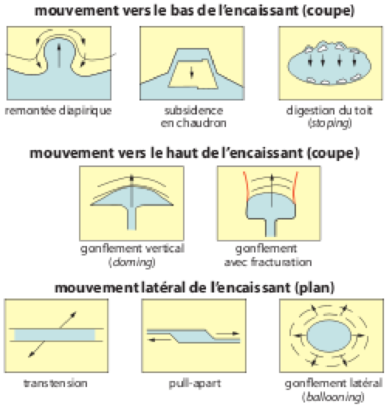


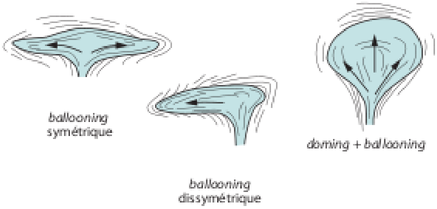
Anatexites de Port-Navalo, Morbihan
La fraction granitique claire est appelée leucosome.

La mise en place des granitoïdes pose le « **problème de la place** » qu'ils occupent au sein de la croûte, et qui était nécessairement celle de roches encaissantes qu'ils ont remplacées.
Ce problème ne se pose pas dans les cas de fusion crustale in situ, les magmas occupant le volume de la fraction fondue de la roche-hôte. Pour des taux croissants de fusion (usuellement 10 à 60 %) on observe toutes les transitions entre les migmatites en taches (petites poches de leucosome) et les granites d'anatexie contenant des enclaves métamorphiques résiduelles (restites riches en alumine).

Les principaux modes de mise en place des granitoïdes

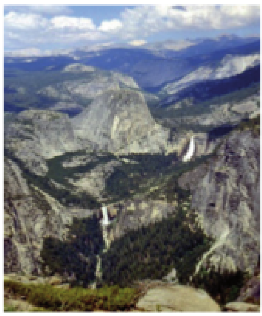
Dans le cas très courant de remontée diapirique, le magma progresse vers la surface en déformant son encaissant (domaine plastique). En domaine rigide, des panneaux de ce dernier se détachent et tombent dans le réservoir (**subsidence en chaudron** des granites hypovolcaniques intraplaque et des batholites des arcs) ; ou bien le toit de celui-ci est érodé, et les enclaves tombent à son plancher (***stoping***).
Le magma granitique visqueux peut aussi s'accumuler par gonflement vertical (***doming***), poussant son encaissant vers le haut avec (domaine rigide) ou sans fracturation de son toit.
Enfin, la place requise peut être libérée par mouvement latéral de l'encaissant, dû à la tectonique locale (extension ou transtension, décrochement avec ouverture de pull-apart). Le magma peut aussi déplacer son encaissant par gonflement latéral (***ballooning***).





Doming et *ballooning*

L'ascension peut débuter par une phase de remontée diapirique suivie de *doming* combiné à du *ballooning* symétrique ou non, et se terminer par l'intervention de subsidence en chaudron et/ou de *stoping*. Les massifs de granitoïdes du substratum des arcs illustrent la diversité des combinaisons possibles de ces mécanismes de mise en place.



Coupoles du parc de Yosemite (États-Unis)
Elles représentent la partie sommitale du grand batholite de la Sierra Nevada.

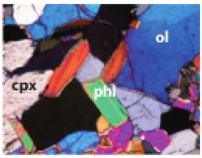
fiche 200

La composition chimique du manteau

La composition ultramafique du manteau est reflétée par celle de ses minéraux, qui sont magnésiens et chromifères. Olivine (forstérite), orthopyroxène (enstatite) et spinelle (magnésiochromite) sont pratiquement dépourvus d'éléments incompatibles. Ceux-ci sont incorporés dans le clinopyroxène (diopside chromifère) et, lorsqu'elles sont présentes, dans la phlogopite et l'amphibole (pargasite) métasomatiques.



Nodule de lherzolite formant le noyau d'une bombe du Devès
Olivine vert clair, enstatite grise, diopside vert vif et spinelle noir peu visibles.



Lherzolite à phlogopite métasomatique
(LPA, 1,2 x 0,8 mm), en enclave dans le maar du Marais de Limagne (Devès).

Oxydes (%)	Ol	Opx	Cpx	Sp	Phl
SiO_2	40,2	54,5	53,0	0,2	39,0
TiO_2		0,1	0,2	0,2	1,8
Al_2O_3		3,1	4,1	38,8	16,4
Cr_2O_3		0,33	0,60	25,3	0,93
FeO*	9,0	5,8	2,4	12,2	3,4
MnO	0,16	0,15	0,11	0,32	
MgO	49,6	35,0	17,1	17,8	24,5
CaO		0,67	22,5		
Na_2O			0,60		1,24
K2O					8,9
P_2O_5					
Total	99,0	99,7	100,6	94,8	96,2

Composition chimique des minéraux d'un nodule de lherzolite
Les alcalins sont exclusivement hébergés par le diopside (Na_2O) et la phlogopite.

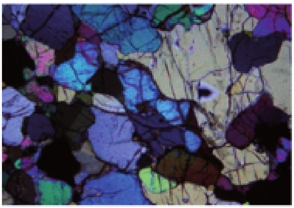
Oxydes (%)	CHC	MP	LZ	MR	MM	MORB-N	MORB-E	OIB	ARC	CCG
SiO_2	34,2	46,0	44,2	41,1	45,8	50,5	50,6	49,2	56,3	57,3
TiO_2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,03	1,6	1,4	2,9	0,9	0,9
Al_2O_3	2,4	4,1	2,1	0,6	1,91	15,3	15,9	15,4	16,4	15,9
FeO^T	35,8	7,5	8,3	10,6	8,6	10,4	8,3	6,8	7,7	9,1
MgO	23,7	37,8	42,2	46,3	41,6	7,6	7,8	9,2	4,8	5,3
CaO	1,9	3,2	1,9	0,2	1,6	11,3	12,1	9,6	7,9	7,4
Na_2O	1,1	0,3	0,3	0,3	0,15	2,7	2,7	3,4	3,2	3,1
K_2O	0,1	0,03	0,06	0,03	0,16	0,1	0,5	1,4	1,4	1,1
P_2O_5	0,4	0,02	0,02	0,01	0,02	0,2	0,2	1,1	0,2	0,2
Traces (ppm)										
Cr	3975	907	2120	3080	3300	440	436	385	140	185
Co	764	104	120	166	96	47	44	52	30	29
Ni	8850	2080	2360	3460	2170	150	165	185	62	105

Compositions (éléments majeurs et en traces compatibles) des principaux types de manteau
MP primitif ; LZ lherzolitique ; MR résiduel (harzburgite, dunite) ; MM métasomatisé à phlogopite. Elles sont comparées à celle des chondrites carbonées (CHC), des principaux magmas (ARC, moyenne des laves d'arc) et de la croûte continentale globale (CCG).

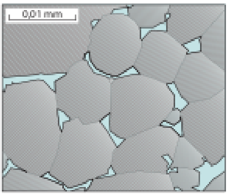
Le manteau primitif est très appauvri en fer par rapport aux chondrites (formation du noyau, fiches 3 et 7). L'augmentation de MgO et FeO total de MP et LZ (manteau enrichi) à MR s'explique par l'extraction dans les magmas des éléments incompatibles liés au clinopyroxène, qui est la phase la plus fusible. On considère actuellement (fiche 180) que la plupart des lherzolites du manteau subcontinental résultent d'une métasomatose par des liquides ou des fluides, comme le MM sous-jacent aux arcs.

La fusion partielle du manteau

Les deux types extrêmes de fusion (**fusion à sec** et **fusion hydratée**) ne se produisent pas dans les contextes intraplaque « normaux », car le manteau est quasi-anhydre (fiche 224) et les géothermes ne recoupent pas le solidus à sec du manteau enrichi (LZ) ou appauvri (MR). La fusion peut se produire si le manteau est hydraté lors d'une subduction ; ou bien si du manteau chaud remonte rapidement vers la surface (diapirs mantelliques sous l'axe des dorsales, panaches en contexte intraplaque). Dans les deux cas, le taux de fusion dépasse rarement 20 %.



Nodule de lherzolite du Devès (LPA, 4 x 3 mm). La fusion débute aux joints triples de grains. Le cpx est plus fusible que les autres minéraux.



Résultat d'une expérience de fusion Un mélange de 93 % d'olivine et 7 % de poudre de MORB est porté à 1 300 °C sous 3 GPa. Les liquides des joints de grains s'interconnectent et sont susceptibles d'être extraits.

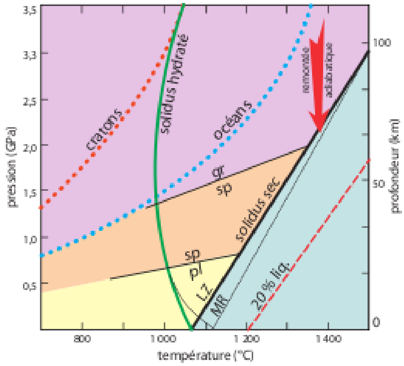
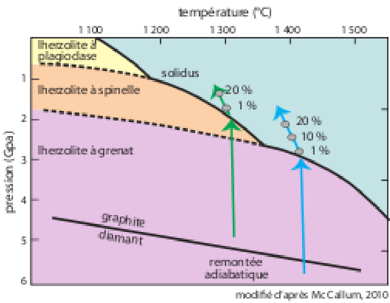
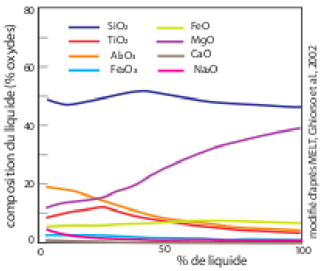


Schéma simplifié de la fusion partielle du manteau



Représentation schématique de la fusion à sec par ascension adiabatique de manteau
Dans le cas des dorsales (en vert), le diapir provient d'une zone assez peu profonde (champ du graphite) soumise à un gradient océanique normal (1 300 °C vers 150 km). Dans celui des panaches (en bleu), il est d'origine plus profonde (champ du diamant, 1 400 °C). Dès le début de la fusion (endothermique), la remontée n'est plus adiabatique.



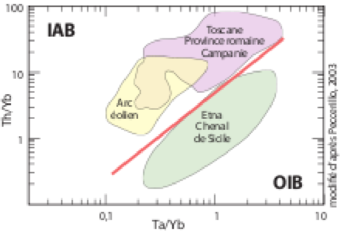
Modèle numérique de la fusion à l'équilibre progressive d'une lherzolite (programme MELT)
Al, Ca et les éléments incompatibles se concentrent dans les premiers liquides ; puis leur teneur décroît par dilution au profit de Mg. Les taux les plus élevés de fusion estimés (komatiites archéennes, fiche 8) demeurent inférieurs à 50 %.

fiche 202

La signature géochimique des basaltes : les éléments en traces

Les éléments en traces incompatibles permettent de distinguer efficacement les grands types de magmas. En effet, leur comportement est plus simple que celui des éléments majeurs, ils sont plus nombreux, appartiennent à diverses familles (fiche 167) et leurs variations sont plus importantes (d'un facteur 10 voire davantage).

Les teneurs sont presque toutes supérieures à celles du MP sauf pour le MORB-N appauvri. Elles sont très élevées dans les OIB, et aussi dans les arcs et la CCG qui sont cependant appauvris en HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti). Les rapports LILE/HFSE ou REE/HFSE (fiche 167) permettent donc de les distinguer des OIB.



Distinction des IAB et des OIB italiens à partir des rapports Th/Yb et Ta/Yb

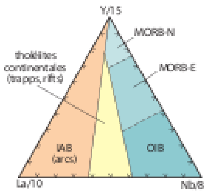
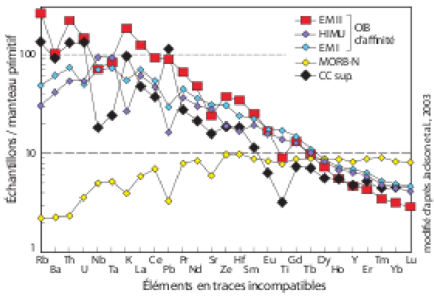


Diagramme « discriminant » permettant de séparer les principaux types de basaltes à partir de leurs teneurs en Y, La et Nb (d'après Cabanis et Lécolle, 1989)

Le MORB-N est très appauvri en éléments fortement incompatibles et présente une anomalie négative en Pb. La CC sup, enrichie, a des anomalies positives en Pb et négatives en HFSE. Les OIB sont très enrichis, avec des anomalies négatives en Pb pour ceux dérivant des sources EM II et HIMU.

élts (ppm)	CHC	MP	MORB-N	MORB-E	OIB	ARC	CCG
Cs	0,188	0,032	0,007	0,063	0,387	1,40	1,0
Rb	2,32	0,635	0,56	5,04	31,0	35,1	32
Ba	2,41	6,989	6,30	57	350	362	250
Th	0,029	0,085	0,120	0,60	4,00	3,63	3,5
U	0,008	0,021	0,047	0,18	1,02	1,1	0,91
K	545	250	600	2100	12000	9100	11200
Ta	0,014	0,041	0,132	0,47	2,70	0,50	1,0
Nb	0,246	0,713	2,33	8,30	48,0	7,2	11
La	0,237	0,687	2,50	6,30	37,0	16,0	16
Ce	0,612	1,775	7,50	15,0	80,0	32,3	33
Pb	2,47	0,185	0,30	0,60	3,20	6,5	8,0
Sr	7,26	21,1	90	155	660	406	260
Nd	0,467	1,354	7,30	9,00	38,5	17,4	16
Zr	3,87	11,2	74	73	280	108	100
Hf	0,107	0,309	2,06	2,03	7,80	3,1	3,0
Sm	0,153	0,444	2,63	2,60	10,0	4,1	3,4
Ti	445	1300	7600	6000	17200	5300	5400
Eu	0,058	0,168	1,02	0,91	3,00	1,40	1,1
Gd	0,205	0,596	3,68	2,97	7,62	4,2	3,3
Y	1,57	4,55	28	22	29	23,4	20
Dy	0,254	0,737	4,55	3,55	5,60	3,80	3,7
Er	0,165	0,480	2,97	2,31	2,62	2,30	2,2
Yb	0,170	0,493	3,06	2,37	2,16	2,52	2,2

Teneurs en éléments incompatibles des chondrites CHC, du manteau primitif MP, des principaux magmas et de la croûte continentale globale (CCG). Données correspondant aux analyses de la fiche 200.



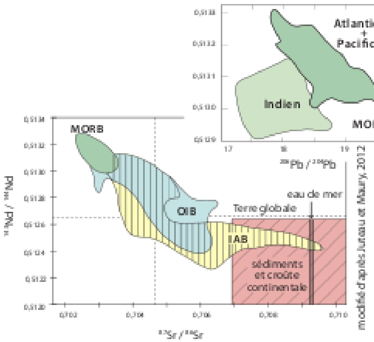
Exemple de DMN

(diagramme multiélémentaire normalisé)

Spectres de MORB-N, de différents types d'OIB et de la croûte continentale supérieure (CC sup).

La signature géochimique des basaltes : les isotopes de Sr, Nd et Pb

Les rapports isotopiques des éléments lourds ne sont pas modifiés par la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée. Ceux des magmas récents sont donc identiques à ceux de leurs sources, qu'ils permettent de caractériser, sauf s'ils ont été modifiés lors de leur mise en place par des interactions avec d'autres matériaux (contamination crustale).



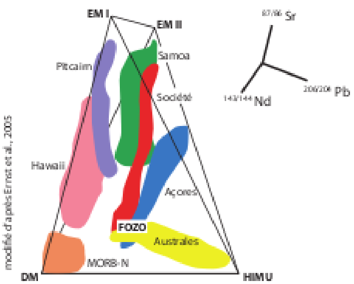
Composition isotopique des principaux types de basaltes

Les MORB indiens sont moins radiogéniques en Pb que ceux des autres océans (anomalie DUPAL).

Les isotopes radiogéniques ^{87}Sr, ^{143}Nd et ^{206}Pb dérivent respectivement de ^{87}Rb, ^{147}Sm et ^{238}U, alors que ^{86}Sr, ^{144}Nd et ^{204}Pb sont des isotopes stables. Rb étant plus incompatible que Sr, U plus que Pb mais Sm moins que Nd (fiches 167 et 201), les produits de fusion (magmas) acquerront donc, au cours du temps, des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ supérieurs à ceux du résidu solide de leur source, mais des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ plus faibles. Depuis la formation de la croûte continentale archéenne (fiche 10), le manteau résiduel dont elle a été extraite (*Depleted MORB Mantle* ou DMM, source des MORB) et ces derniers ont donc acquis une signature non-radiogénique en Sr et Pb (rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ faibles) mais des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ élevés. Pour les produits de fusion (croûte continentale et sédiments dérivés), c'est l'inverse.

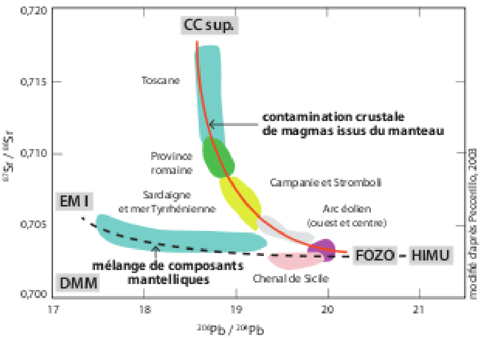
Composition isotopique d'OIB du Pacifique

Leur considérable hétérogénéité isotopique peut être décrite au moyen de quatre pôles (DMM source des MORB, HIMU, EM I, EM II et HIMU, fiche 212) plus un composant intermédiaire (FOZO, *Focus Zone*) qui serait représentatif de la composition du manteau inférieur.



Composition isotopique (Sr et Pb) des laves italiennes

La composition isotopique Sr, Nd et Pb des magmas alcalins italiens est intermédiaire entre celles des différents pôles mantelliques. Celle des magmas calco-alcalins d'arc et de l'Italie péninsulaire est explicable par la contamination crustale de magmas issus d'un manteau de type FOZO, ou par l'incorporation de croûte continentale (CC sup.) dans cette source.



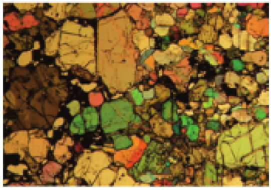
fiche **204**

Structure et fonctionnement d'un réservoir magmatique

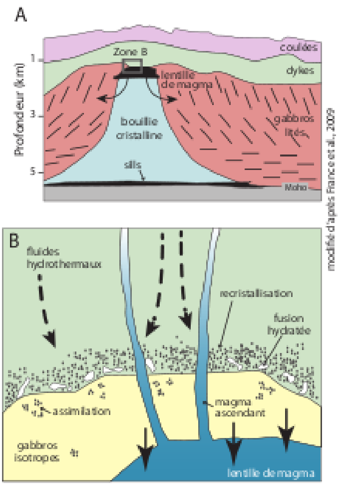
L'étude des réservoirs magmatiques a pendant longtemps été basée sur la pétrologie des cumulats. Les méthodes géophysiques (sismologie, gravimétrie, électromagnétisme) ont permis d'imager ces réservoirs sous les dorsales (fiches 159-161) et sous la plupart des grands volcans, et d'en évaluer le volume (15 km^3 sous la Soufrière de Montserrat), première étape de la modélisation de leur comportement.

Blocs de cumulats à plagioclase calcique et amphibole, rejetés par la Soufrière de Saint-Vincent en 1902





Cumulat de Saint-Vincent (LPA, 3 x 2 mm). Les plages interstitielles noires sont du verre trempé.



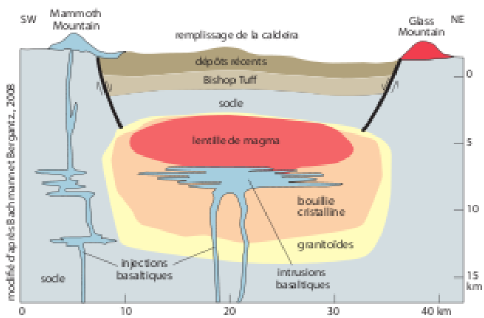
Modèle de réservoir basaltique axial de dorsale

La bouillie cristalline se solidifie et se déforme latéralement, formant une couche de gabbros isotropes (fiche 160). La lentille sommitale de magma basaltique alimente le volcanisme, cristallise latéralement sous forme de gabbros isotropes, et interagit avec la base de la couche de dykes et avec les fluides hydrothermaux qui la traversent.

Les études sismiques de ces réservoirs montrent que les poches de liquides sont minoritaires en volume par rapport à la « bouillie cristalline » (*crystal mush*) à 80-90 % de cristaux. Celle-ci est similaire aux cumulats à verre interstitiel piégé des volcans andésitiques d'arc.

Modèle de réservoir rhyolitique sous-jacent à une grande caldeira (exemple de Long Valley, Californie)

Cette grande caldeira (32 x 18 km) a émis il y a 0,76 Ma une ignimbrite majeure, le Bishop Tuff (> 600 km^3). La lentille de magma acide (moins de 50 % de phénocristaux) surmonte une épaisse couche de bouillie cristalline, le tout se solidifiant au contact de l'encaissant sous forme de granitoïdes. Les éruptions sont déclenchées par l'injection de magmas basaltiques dans le réservoir.



Principe de la cristallisation fractionnée

C'est le processus principal contrôlant l'évolution des séries magmatiques, des liquides basaltiques primitifs issus du manteau aux magmas évolués (felsiques). Si le principe de la cristallisation fractionnée en système fermé est simple, les modalités de son intervention dans les réservoirs (fiche 204) sont souvent complexes (extraction de magmas et réalimentation, couplage avec l'assimilation de l'encaissant).

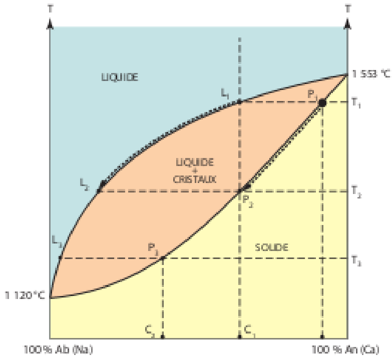


Diagramme de phases Ab-An

Dans le diagramme albite-anorthite, un liquide L_1 de composition C_1 cristallise à son liquidus (à T_1) un plagioclase plus calcique P_1. Les liquides se refroidissant à l'équilibre jusqu'à T_2 évoluent de L_1 à L_2 et les cristaux de P_1 à P_2. Si les cristaux sont en partie extraits – donc retirés du système – la composition de ce dernier devient C_2 et le liquide final L_3 plus sodique terminera sa cristallisation à T_3 ($< T_2$) pour former P_3. La même évolution se produit pour les olivines (fiche 169) qui sont plus riches en Mg que le liquide à partir duquel elles se forment.

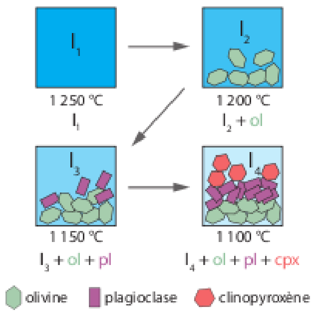
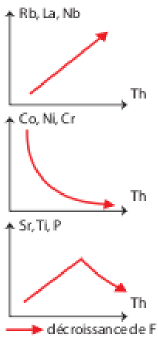


Schéma simplifié de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique en système fermé

(ol : olivine, pl : plagioclase, cpx : clinopyroxène)

Si un processus physique sépare, même imparfaitement, les cristaux des liquides associés (formation d'une bouillie cristalline, fiche 204) ; et si une petite fraction (supposée constante) de ces derniers est extraite et émise en surface, ils formeront une série volcanique comportant des quantités décroissantes des liquides l_1 à l_n, de moins en moins calciques et magnésiens et de plus en plus riches en éléments incompatibles non hébergés par ol, pl et cpx.



Schémas de comportements d'éléments au cours de la cristallisation fractionnée (Th étant considéré comme élément incompatible de référence)

Pour un élément en trace, l'équation de la cristallisation fractionnée en système fermé est $Cl/Cli = F^{Ds/l-1}$ où Cl est la concentration d'un élément dans un liquide donné l, Cli sa concentration dans le liquide initial, F la fraction de liquide ($0 < F < 1$) et Ds/l le coefficient de distribution global solide-liquide de l'élément (somme des rapports Cs/Cl pour les différents minéraux multipliés par leur fraction massique, avec Cs concentration de l'élément dans le minéral).

Pour les éléments fortement incompatibles (Rb, La, Nb, Th), Ds/l -1 est très faible et Cl/Cli est donc voisin de 1/F : leurs teneurs augmentent dans le même rapport quand F décroît. Pour les éléments compatibles (Co, Ni, Cr), Ds/l >> 1, les teneurs décroissent exponentiellement avec F. Enfin, les éléments hébergés dans des minéraux ne fractionnant pas au début du processus (Sr dans le plagioclase, Ti dans la titanomagnétite, P dans l'apatite) changent de comportement (incompatible puis compatible).

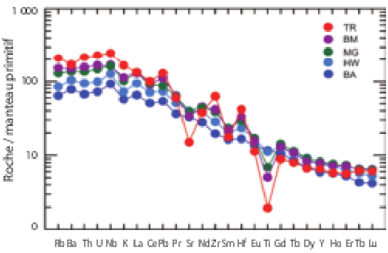
fiche 206 Les modalités de la cristallisation fractionnée

Ces modalités diffèrent souvent du modèle simple décrit en fiche 205. La séparation cristaux/liquides est imparfaite dans les réservoirs (bouillie cristalline à 70-90 % de cristaux et laves porphyriques), et ces derniers fonctionnent en système ouvert (expulsion de liquides vers la surface, réalimentation cyclique ou non par des magmas profonds, échanges avec l'encaissant).

Analyses (% oxydes majeurs) de laves de la Chaîne des Puys
BA : basalte alcalin (proche d'une hawaiite) ; HW : hawaiite ; MG : mugéarite ; BM : benmoréite ; TR : trachyte (fiche 195).

Ech.	BA	HW	MG	BM	TR
Phénoc.	OL + CPX + PL	CPX + PL + MT AM + AP	PL + CPX + MT MT + AP	PL + CPX + AM CPX + MT + AP	FA + PL + MI
SiO_2	46,04	48,03	53,88	57,47	64,91
TiO_2	2,53	2,42	1,50	1,09	0,42
Al_2O_3	16,14	17,40	18,28	18,55	17,67
Fe_2O_3	12,60	11,97	8,52	6,61	3,02
MnO	0,19	0,21	0,22	0,21	0,21
MgO	6,94	4,69	2,62	1,92	0,63
CaO	10,46	8,43	6,09	4,45	1,71
Na_2O	3,57	4,48	5,25	5,53	6,03
K_2O	1,72	2,19	3,04	3,38	4,95
P_2O_5	0,55	0,79	0,77	0,57	0,16
P. Feu	-0,42	-0,20	0,09	0,45	0,25
Total	100,32	100,41	100,26	100,23	99,96
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,70375	0,70394	0,70408	0,70417	0,7043
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,51283	0,51284	0,51280	0,51278	0,51277

Du basalte au trachyte, la chute de MgO et CaO (fractionnement OL + CPX + PL) est compensée par la croissance de la silice et des alcalins. L'apparition précoce de la titanomagnétite (MT) provoque la chute du fer et de TiO_2, et celle de l'apatite la décroissance de P_2O_5, qui change de comportement. L'augmentation modérée mais progressive des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et la décroissance de $^{143}Nd/^{144}Nd$ montrent que la cristallisation fractionnée est couplée avec l'assimilation de la croûte continentale locale (socle du Massif Central).



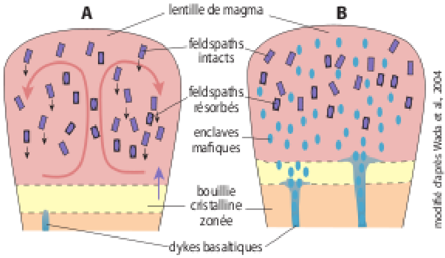
DMN de laves de la Chaîne des Puys
Les teneurs de la plupart des éléments incompatibles augmentent régulièrement de BA à TR. Le développement des anomalies négatives en Sr et Ti reflète le fractionnement de PL et MT. Les terres rares intermédiaires et lourdes chutent de MG à BM et TR, en raison du fractionnement de l'amphibole (AM) qui les héberge.



Xénolite de harzburgite entouré d'une gaine de cumulat gabbroïque (Batan, Philippines)
Le réchauffement et la fusion des enclaves d'encaissant sont endothermiques. Dans le cadre du couplage assimilation –cristallisation fractionnée (AFC), l'énergie est fournie par la chaleur latente de cristallisation des phénocristaux (processus exothermique). Ce processus est illustré par la formation de gaines de cumulat autour des enclaves étrangères (xénolites).

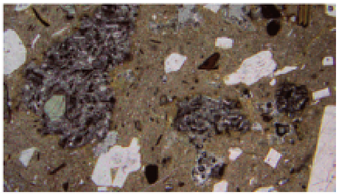
Les mélanges magmatiques

Les mélanges magmatiques sont très courants dans les plutons granitiques et dans les réservoirs sous-jacents aux volcans centraux, où ils déclenchent souvent des éruptions. Ils aboutissent au mélange (hybridation) des deux magmas impliqués, qui se traduit par des corrélations linéaires entre leurs compositions dans les diagrammes géochimiques.



Mélanges magmatiques dans le pluton zoné de Kurobegawa (Japon)

Au stade A, l'injection de magma mafique à la base du pluton réchauffe la bouillie cristalline zonée qui remonte, ainsi que les magmas de la lentille sommitale qui entrent en convection ; l'augmentation de température résorbe certains feldspaths. Au stade B, les magmas mafiques atteignent la base de la lentille, et s'y dispersent sous forme d'enclaves mafiques.



Mélange vu en lame mince

Gouttelettes mafiques (grises, à pyroxènes verts) dans la benmoréite à amphibole et mica du Puy de la Tache, Mont-Dore (LPNA, 4 x 3 mm).



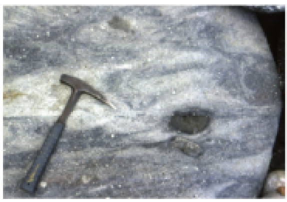
Enclaves mafiques gabbroïques dans le granite de Roscoff



Andésite avec enclave basaltique « figée » de l'éruption de la Montagne Pelée (1902)



Andésite rubanée de Saint-Vincent (Petites Antilles)

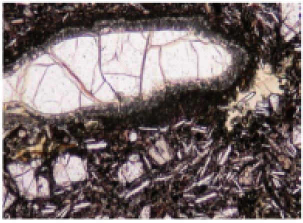


Andésite à enclave mafique figée et texture « nébulitique » de Saint-Vincent

Les différents stades du mélange sont bien visibles dans les andésites. Au début, les enclaves mafiques se figent au contact de leur encaissant plus froid sans se dissocier. Le contraste de température diminuant, le magma intrusif forme des « rubans » qui se dissocient progressivement ; on obtient une lave hybride plus ou moins homogène macroscopiquement (aiguille de 1902-1903 de la Montagne Pelée), à feldspaths en partie résorbés.

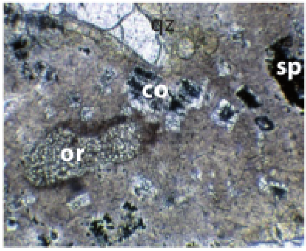
La contamination crustale

C'est un processus souvent discret mais omniprésent dans les séries magmatiques mises en place au travers de la croûte continentale. Ses traces pétrographiques sont évidentes, et il est quantifiable à l'aide des éléments en traces et des isotopes radiogéniques et stables. Il est souvent couplé avec la cristallisation fractionnée (AFC), mais reste minoritaire par rapport à celle-ci.



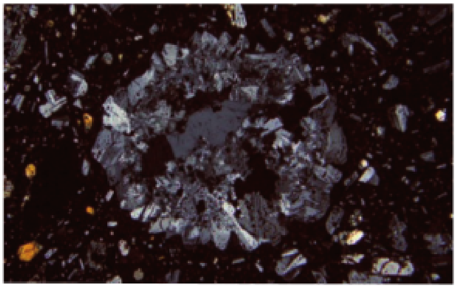
Xénocristal de quartz dans un basalte du Mont Cameroun

(LPNA, 1,8 x 1,2 mm) Il s'est en partie dissous par diffusion dans le liquide encaissant (verre acide brun) et entouré d'une auréole réactionnelle de clinopyroxènes.



Enclave de gneiss fondue dans un basalte des Causses (LPNA, 3 x 2 mm) L'assemblage quartz (qz) + orthose (or) + biotite a généré un liquide rhyolitique brun où ont cristallisé des cubes de cordiérite (co) et de spinelle (sp) néoformés.

Les liquides acides issus des matériaux plus fusibles que le magma hôte sont assimilés par celui-ci, laissant des enclaves résiduelles hyperalumineuses à cordiérite, sillimanite, spinelle (hercynite) et corindon. L'énergie nécessaire étant fournie par la cristallisation des phénocristaux du basalte (fiche 206), celui-ci peut rarement en assimiler plus de 10 % de sa masse.



Xénocristal de cordiérite dans une andésite de Martinique

Il est entouré d'une auréole réactionnelle de plagioclases et de spinelles.

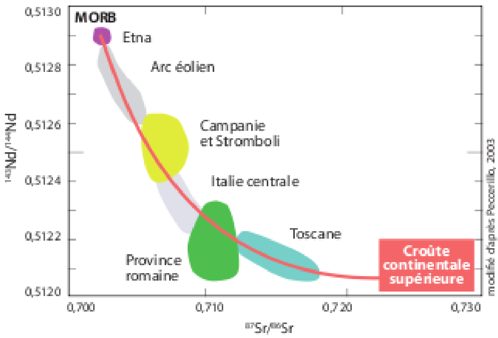


Diagramme isotopique Sr-Nd illustrant la contamination des magmas italiens par la croûte continentale

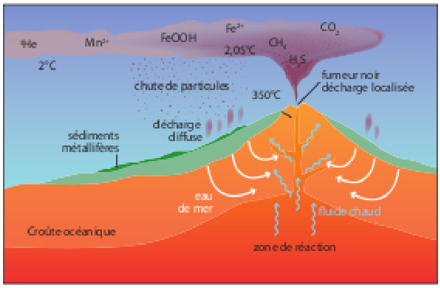
La contamination crustale se traduit par des hyperboles de mélange entre MORB (ou OIB) et croûte continentale (CC) dans les diagrammes isotopiques Sr, Nd, Pb, car la CC ancienne est beaucoup plus radiogénique en Sr et Pb et moins en Nd que le manteau (fiches 203 et 206). Comme elle a des rapports LILE/HFSE et REE/HFSE élevés, la contamination se marquera aussi par l'augmentation des rapports Ba/Nb, La/Nb, Th/Ta et équivalents.

L'hydrothermalisme océanique

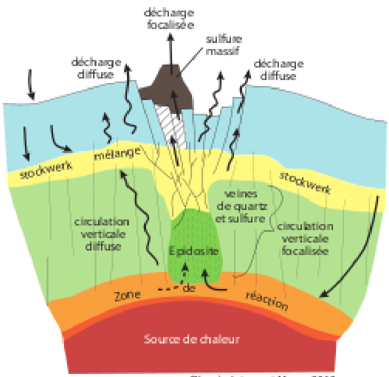
Depuis leur découverte à la fin des années 1970, les sources hydrothermales ont été identifiées dans plus de 100 sites océaniques, à l'axe des dorsales rapides (est-pacifique) ou lentes (médio-atlantique) et de celles des bassins d'arrière-arc (Lau, Havre, Mariannes), en particulier grâce aux panaches qui en sont issus. Les dépôts sulfurés polymétalliques massifs des ophiolites (Troodos, Oman, Terre-Neuve) en sont l'équivalent fossile. Elles rejettent dans l'eau de mer Cu, Zn, Pb, Ag (sulfures) ; Au, Ba (sulfates) ; Co, Ni, Cu, Mn, Fe (oxydes et hydroxydes).

Modèle de site hydrothermal océanique

L'eau pénétrant par des fractures (**zones de recharge**) se réchauffe (350-440 °C) dans la zone de réaction où elle devient acide et dissout les métaux et le soufre. Elle remonte et les expulse au niveau des **fumeurs noirs** à 350 °C (décharge focalisée) ou de façon plus discrète (décharge diffuse). Les particules fines issues du panache forment les **sédiments métallifères**.



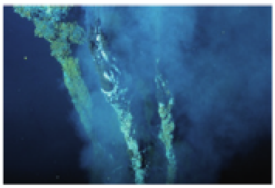
modifié d'après IGNS, 2006.



D'après Juteau et Maury, 2012.

Schéma d'une zone de décharge hydrothermale

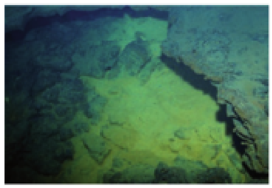
La comparaison avec les gîtes sulfurés ophiolitiques montre que l'eau réchauffée dans la **zone de réaction** (vers 1,5 à 2 km de profondeur) percole au travers des basaltes sus-jacents (rapports eau/roche 500 à 1 000) et les altère, dissolvant Mg, Na, K, S, Cu, Zn et les autres métaux : ils se transforment en **épidosites** (roches riches en épidote). Lors de sa remontée, une partie des métaux est précipitée (**stockwerk** minéralisé) à l'interface eau chaude/eau froide, proche de la limite entre les coulées et les dykes sous-jacents.



Cheminées hydrothermales actives dites « fumeurs noirs » (5 m)



Base d'une cheminée inactive avec dépôts d'hydroxydes et forte activité biologique (2 m)

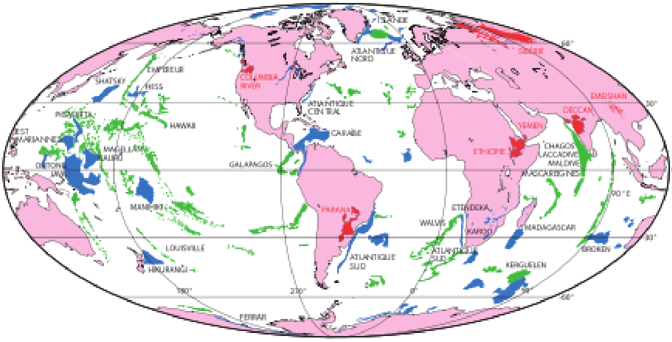


Dépôt de sédiment métallifère dans la cavité d'un pillow proche d'un site hydrothermal (2 m)

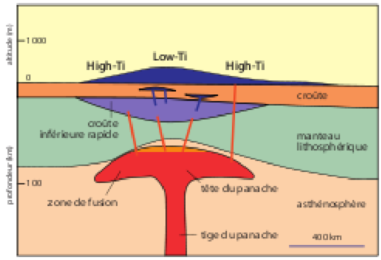
Les photographies sous-marines de cette planche ont été prises par Anne Deschamps et Arnaud Agranier lors de la campagne ©PARISUB-UMR 6538 (UBO-CNRS)-Ifremer en 2010, sur la dorsale rapide (10 cm/an) Est-Pacifique (14 à 15°N), entre 2 000 et 2 500 m de profondeur.

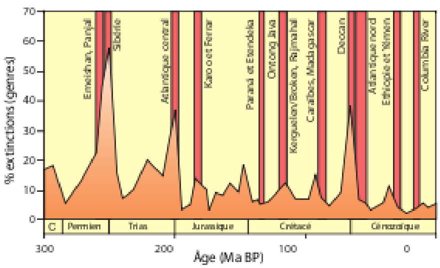
fiche
210 Les grandes provinces magmatiques

Les grandes provinces magmatiques (GPM) intraplaque sont issues soit de « têtes » de panaches s'écrasant sous la lithosphère (fiche 118), soit de « tiges » ou « queues » de panaches (**rides asismiques et chaînes volcaniques linéaires,** en vert). Les premières se mettent en place dans les océans (**plateaux océaniques**, en bleu) ou sur les continents (**trapps**, en rouge), qu'elles contribuent à fragmenter (rift éthiopien, Atlantique Nord). Les deux types sont parfois connectés dans l'espace et le temps (Galapagos – Plateau Caraïbe, Islande – Atlantique Nord). Les trapps et les plateaux océaniques se caractérisent par leur très grande taille (>1 000 km), leurs volumes énormes (Columbia River : $1{,}3{\cdot}10^6$ km³, Deccan : 10^7 km³, Ontong Java : $6{\cdot}10^7$ km³) et la relative brièveté de leur mise en place (< 5 Ma).



L'exemple des trapps permiens d'Emeishan (Chine)
Ils couvrent 25 000 km², et se sont formés entre 255 et 251 Ma. Epais initialement de 5 000 m, leur mise en place s'est accompagnée d'un important **sous-placage magmatique**, formant une « quille » de croûte inférieure à vitesse sismique élevée épaisse de 25 km. Ce sont des picrobasaltes et des tholéiites pauvres en titane (**Low-Ti**) dérivant de 15 % de fusion de la tête du panache, alors qu'en périphérie on rencontre des basaltes alcalins riches en titane (**High-Ti**), dérivant de faibles (< 2 %) taux de fusion partielle des bords du panache (fiche 212).





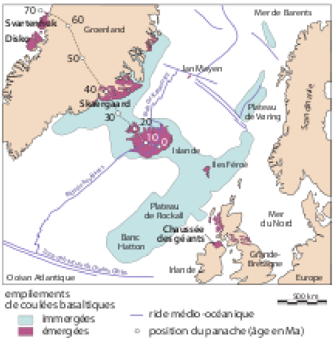
Corrélations entre les grandes périodes de mise en place des GPM et les extinctions biologiques



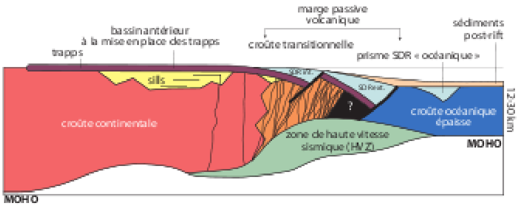
Les trapps du Dalha (Djibouti)
Cette séquence de coulées de 1 000 m d'épaisseur âgée de 6 à 5 Ma provient du panache de l'Afar (fiche 138).

Le volcanisme des marges passives

Les marges passives volcaniques (fiche 155) frangent l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud (Brésil-Argentine, Angola, Afrique du Sud et Antarctique). L'exemple le plus connu est la province volcanique de l'Atlantique Nord, dite « province thuléenne », dont les fragments dispersés d'âge Paléocène (62-58 Ma) se sont mis en place sous forme de **trapps basaltiques** (« Chaussée des Géants » dans le nord de l'Irlande, Écosse, Iles Féroé), de **granites hypovolcaniques** (Îles de Skye et Mull, ouest de l'Écosse), de **dykes et d'intrusions** gabbroïques (Skaergaard) dans l'est du Groenland, et enfin d'épaisses séries basaltiques subaériennes pentées vers la mer (*Seaward Dipping Reflector Sequences*, **SDRS**) dans l'ouest du Groenland (Disko, Svartenhuk), la mer de Norvège et le plateau de Rockall. Le panache dont la tête a produit 6.10^6 km^3 de magmas thuléens est considéré comme l'ancêtre du panache islandais.



La province volcanique de l'Atlantique Nord

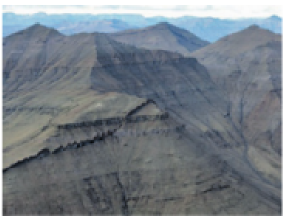


Structure d'une marge passive volcanique
(Exemple du Groenland, d'après L. Geoffroy, 2005)

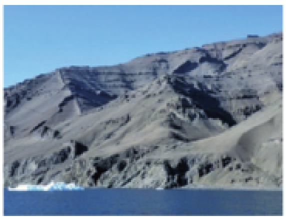
Les SDRS thuléens affleurent dans l'ouest du Groenland (Svartenhuk, Disko), où leur volume atteint 90 000 km^3 (dont 22 000 km^3 de picrobasaltes à 15-25 % de MgO, formés à plus de 1 400 °C) et leur épaisseur 4 km. La base de la séquence est faite de **picrobasaltes** et de tholéiites pauvres en TiO_2 (**Low-Ti**), et le sommet de basaltes riches en TiO_2 (**High-Ti**) dérivant de taux de fusion partielle plus faibles. Les SDRS forment des prismes épais de laves subaériennes syn-tectoniques (int. : internes ; ext. : externes), dont la mise en place est contrôlée par des failles d'échelle crustale à pendage vers le continent. Ils sont alimentés par des dykes qui recoupent la croûte continentale supérieure, étirée et amincie. La croûte inférieure, à vitesse sismique élevée (HVZ), est elle-même intrudée par de grands complexes de sills gabbroïques.



Coulée épaisse prismée des trapps thuléens
Chaussée des Géants, Antrym (Irlande)



SDRS interne émergé de Svartenhuk (Groenland)
L'empilement de coulées subaériennes fluides recoupées par des dykes est épais de plus de 3 km.

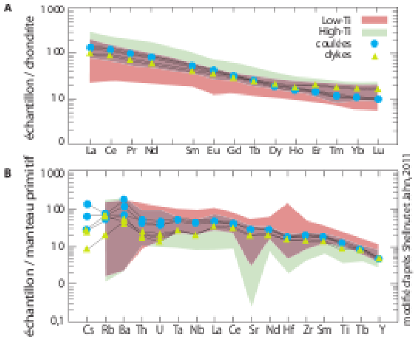


Coulées à pendage modéré vers la mer
Elles sont recoupées par plusieurs générations de dykes. SDRS interne émergé de Svartenhuk.

fiche 212

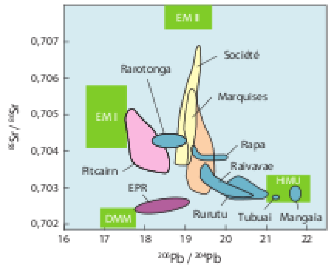
Les sources des magmas des points chauds

Elles sont très hétérogènes (éléments incompatibles et isotopes). Dans le cas des trapps et des rifts, il est difficile de séparer la fraction de cette hétérogénéité due à celle des panaches de celle relevant des interactions avec la croûte continentale (contamination) et le manteau subcontinental. Les OIB sont donc plus représentatifs de la composition des panaches, bien qu'ayant pu interagir avec la lithosphère océanique.



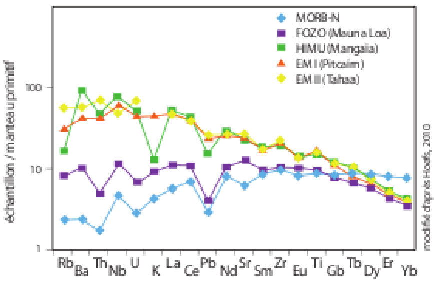
DMN des basaltes des trapps d'Emeishan (fiche 211)

Les spectres de terres rares des basaltes High-Ti et Low-Ti sont très réguliers et parallèles. Par contre, la forte dispersion observée pour les LILE et Hf et Zr (concentrés dans les zircons) suggèrent une contamination par la croûte continentale.



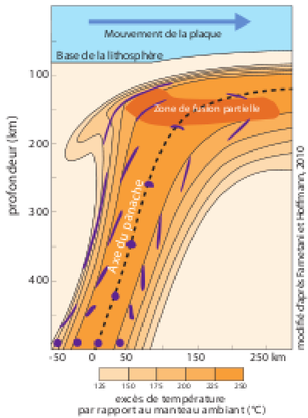
Composition isotopique des OIB polynésiens

Les OIB polynésiens ont des compositions intermédiaires entre les pôles mantelliques DMM (*Depleted MORB Mantle*, source des MORB-N), EM I et EM II (*Enriched Mantle I and II*) et HIMU (*High Mu*, μ désignant le rapport U/Pb). L'hétérogénéité est très importante dans la plupart des archipels (Australes, en bleu ; fiche 203).



DMN de basaltes du Pacifique Sud

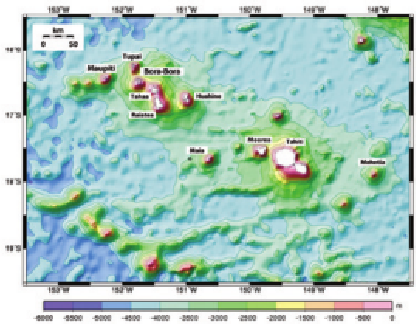
L'appauvrissement et les anomalies négatives marquées en Pb de HIMU et FOZO (Hawaii) sont interprétées comme traduisant le recyclage ancien (> 0,5 Ga) de résidus de croûte océanique basaltique subduite (fiche 222) ; EM I et EM II, plus enrichis, des sédiments pélagiques et détritiques associés, ou bien de croûte continentale délaminée.



Modèle de panache contenant de petits domaines hétérogènes (10 km) se déformant lors de son ascension

Du volcan à l'atoll en Polynésie

L'origine des atolls a été élucidée par Charles Darwin dès 1842. Il a montré qu'elle résulte de la croissance des coraux autour d'une île volcanique en subsidence (voir également fiche 117 pour la subsidence des rides volcaniques de point chaud).



L'archipel de la Société (Polynésie)

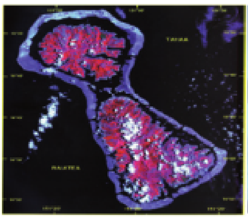
C'est un exemple remarquable de cette évolution (fiche 117). La migration de la plaque Pacifique vers le nord-ouest (11 cm/an) au-dessus d'un point chaud de 130 km de diamètre centré sur Mehetia a formé un alignement d'îles hautes d'âge croissant (0,19-1,67 Ma à Tahiti ; 1,36-1,72 Ma à Moorea ; 1,61-2,03 Ma à Maiao ; 2,07-2,65 Ma à Huahine) qui se termine par des atolls. La vitesse de subsidence des îles est d'environ 200 m/Ma.



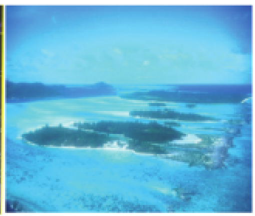
Cône strombolien de Mehetia (435 m)
Il est entouré d'un récif frangeant. Une éruption sous-marine a eu lieu en 1981 sur son flanc SE.



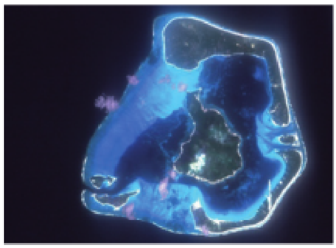
Récif-barrière jeune de Moorea
Il cerne l'île haute (1,72-1,36 Ma), isolant un lagon.



Raiatea et Tahaa
Les deux îles (3,4-2,4 Ma) sont enserrées par un récif-barrière commun.



Bora Bora
Un grand récif-barrière comportant de nombreux îlots coralliens entoure l'île (3,45-3,10 Ma).



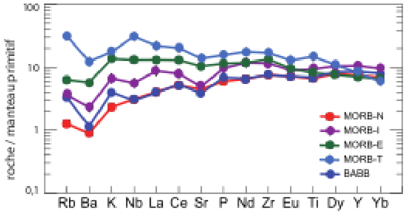
Maupiti
L'île haute (4,51-4,21 Ma) est réduite à un relief volcanique « résiduel » haut de 372 m, entouré d'un vaste lagon.

Darwin attribuait l'enfouissement progressif des îles à la surcharge des fonds océaniques due au poids des volcans. En fait, le facteur principal de la subsidence est le refroidissement de la plaque océanique après son passage au-dessus du point chaud, qui augmente sa densité et provoque son enfoncement progressif.

fiche 214

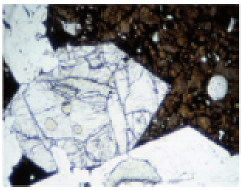
La diversité des basaltes océaniques

Les basaltes tholéiitiques (MORB) des dorsales (fiches 159-161) forment le plus abondant et cependant le plus homogène des grands groupes de magmas mafiques. Leur diversité résulte de leur texture plus ou moins porphyrique (plagioclase et olivine) ; de leur teneur variable en éléments les plus incompatibles ; et enfin de leur altération BT (*brownstone facies*) ou hydrothermale (schistes verts).

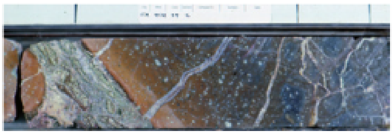


DMN de types variés de MORB

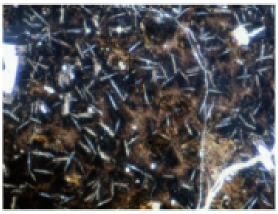
Hétérogénéité géochimique des MORB Le MORB-N (pour Normal), issu de manteau appauvri (DMM) est le produit de l'activité des dorsales loin de tout point chaud. À proximité de ces derniers, des interactions complexes entre panache et dorsale produisent toute une gamme de MORB dont la source a incorporé de plus en plus de matériaux enrichis issus du panache : MORB-I (Intermédiaire entre N et E), MORB-E (Enrichi) et MORB-T (Transitionnel entre MORB-E et OIB).
Les basaltes des bassins d'arrière-arc (BABB pour *Back-Arc Basin Basalts*) diffèrent des MORB par leur « empreinte de subduction » (anomalies négatives en Nb et Ta) plus ou moins marquée (fiche 158).



MORB porphyrique de l'axe de la Mer Rouge
(LPNA, 1,2 x 0,8 mm)
Mésostase vitreuse, phénocristaux d'olivine contenant des inclusions vitreuses et de plagioclase calcique.

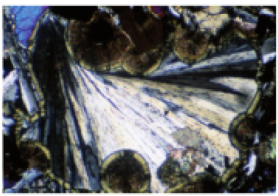


Carotte du Leg ODP 51 (longueur 15 cm)
Altération BT par des argiles brunes d'un coussin fracturé et palagonitisation de la brèche l'entourant (verdâtre).

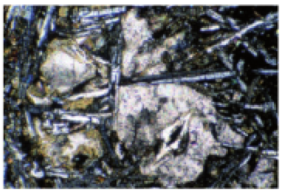


MORB-N du Leg ODP 51, Atlantique Ouest
(LPNA, 3x 2 mm), à verre argilisé à BT

Altération BT (*brownstone facies*) L'eau de mer froide hydrate les MORB et y développe des argiles brunes (smectites associées à des hydroxydes de fer), de la palagonite et des minéraux potassiques. Le bilan chimique est un apport massif d'eau et de certains LILE (Cs, Rb, K), et un lessivage de la plupart des oxydes majeurs et des éléments incompatibles.



Amygdale à zéolite sodique (natrolite) et chlorite verte fibroradiées
dans un MORB de la zone de fracture Blanco (Pacifique NW)
(LPA, 1,2 x 0,8 mm)

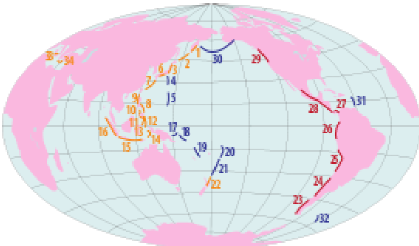


MORB altéré dans le faciès schistes verts, avec olivines chloritisées et calcitisées
(LPA, 3 x 2 mm)
(zone de fracture Blanco)

Altération hydrothermale (faciès zéolite et schistes verts) L'interaction avec les fluides chauds (fiche 209) développe zéolites + chlorite + serpentine + albite + calcite + quartz. Le bilan chimique est une hydratation avec apport de Mg et Na et lessivage de SiO_2, CaO et de la plupart des LILE.

Les arcs volcaniques

Les 34 arcs volcaniques actifs, situés pour la plupart en position péri-ou intra-Pacifique, ont des longueurs très variables, de 1 500 - 2 500 km (arc de la Sonde, Aléoutiennes, Chili central, Mexique-Nicaragua) à 200 - 300 km (Halmahera, Mindanao, Japon du SW). Les vitesses de subduction (1 à 12 cm.an^{-1}) sont du même ordre que les vitesses d'accrétion (fiches 156-158). Les prismes d'accrétion sédimentaires sont parfois absents ou très réduits (Mariannes, Tofua, Pérou-Chili).

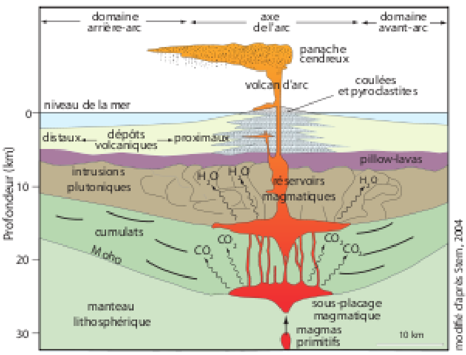


Distribution des arcs volcaniques actifs

Arcs insulaires intraocéaniques	4 : Izu-Bonin ; 5 : Mariannes ; 17 : Nouvelle Bretagne ; 18 : Salomon ; 19 : Vanuatu ; 20 : Tofua (Tonga) ; 21 : Kermadec ; 30 : Aléoutiennes ; 31 : Petites Antilles ; 32 : Sandwich du Sud.
Arcs insulaires péricontinentaux	1 : Kamtchatka ; 2 : Kouriles ; 3 : Japon NE ; 6 : Japon SW 7 : Ryu Kyu ; 8 : Philippines W ; 9 : Luzon ; 10 : Negros ; 11 : Mindanao SE ; 12 : Sangihe-Sulawesi ; 13 : Halmahera ; 14 : Banda-Ambon ; 15 : Sonde (Java-Flores) ; 16 : Sonde (Sumatra) ; 22 : Nouvelle Zélande N ; 33 : Éolien ; 34 : Egéen.
Marges continentales de type andin	23 : Andes australes ; 24 : Chili central ; 25 : Pérou-Chili N ; 26 : Colombie-Équateur ; 27 : Panama-Costa Rica ; 28 : Mexique-Nicaragua ; 29 : Cascades.

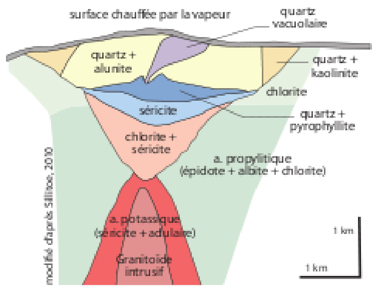
Classification des arcs volcaniques actifs

Les arcs insulaires intraocéaniques résultent de la subduction d'une lithosphère océanique sous une autre du même type, qui a pu être épaissie par l'intrusion de magmas d'arc (Petites Antilles) ; seuls les sommets des volcans émergent. Les arcs insulaires péricontinentaux sont installés sur croûte continentale (péninsules : Kamtchatka ; fragments isolés : Nouvelle-Zélande) ou sur des chaines accrétées aux marges des continents (Philippines). Les marges continentales actives de type andin (fiche 141) ont des croûtes épaissies (jusqu'à 70 km), notamment par l'adjonction de grands batholites de granitoïdes calco-alcalins.



Structure d'un grand volcan d'arc insulaire

Les réservoirs magmatiques sont situés à proximité du Moho (sous-placage de matériaux mafiques) et dans la croûte supérieure où les magmas évoluent sous forte pression d'eau (fractionnement d'amphibole) jusqu'à des liquides résiduels dacitiques ou rhyolitiques. Leur richesse en eau est à l'origine d'éruptions violemment explosives, dont les cendres dispersées contribuent à la sédimentation océanique.



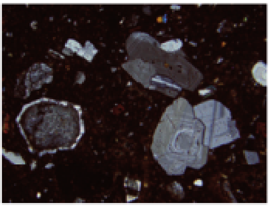
Coupe schématique d'un porphyre cuprifère (*porphyry copper*)

Les arcs volcaniques fournissent la majeure partie du cuivre et de l'or mondiaux, grâce aux porphyres cuprifères qui se forment au sommet d'intrusions plutoniques en cours de refroidissement riches en fluides. Or et cuivre proviennent en partie du corps intrusif (souvent adakitique), mais l'essentiel est lessivé en profondeur par les fluides hydrothermaux (zones d'altération potassique et propylitique), puis redéposé à plus faible température dans les zones proches de la surface.

fiche 216

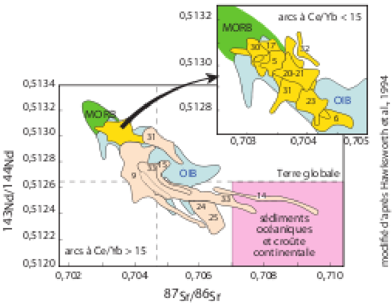
Les spécificités des magmas d'arc

Les roches magmatiques d'arc sont en général facilement identifiables grâce à leur caractère porphyrique ; leur teneur faible en TiO_2 et leur enrichissement variable en K (fiche 182) et, enfin, par leurs rapports d'éléments en traces et leur composition isotopique très spécifiques, l'ensemble définissant leur « empreinte calco-alcaline » ou « signature de subduction ». Elle n'est pas caractéristique d'une subduction active, car les magmas post-subduction la présentent également.



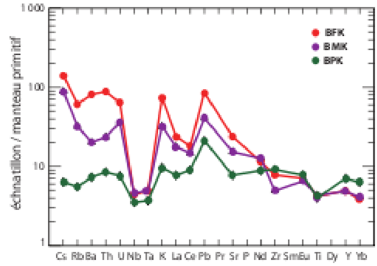
Andésite de la Montagne Pelée (LPNA, 4 x 3 mm)
La zonation optique et chimique marquée des phénocristaux de plagioclase traduit les variations de pression d'eau dans un réservoir superficiel avant et après les éruptions pyroclastiques. La déstabilisation de certains est attribuée au mélange magmatique (fiche 207).

Compositions isotopiques Sr et Nd de roches magmatiques d'arc (numéros des arcs identiques à ceux de la fiche 215).



Signature de subduction (éléments en traces et isotopes de Sr et Nd) Les roches d'arc sont intermédiaires entre les MORB et les sédiments océaniques et la croûte continentale. Les arcs peu enrichis en terres rares légères (Ce/Yb < 15) sont isotopiquement proches des MORB ; ce sont pour la plupart des arcs intraocéaniques sous lesquels sont subduits des sédiments pélagiques peu épais. Les arcs enrichis en LREE (Ce/Yb > 15) et isotopiquement éloignés des MORB sont ceux installés sur substratum continental ou bien sous lesquels des sédiments détritiques sont subduits.

DMN de basaltes calco-alcalins de Java pauvres en K (BPK), modérément (BMK) et fortement (BFK) potassiques



Signature de subduction (éléments incompatibles) Quel que soit l'enrichissement en LILE (fiche 167), on observe des rapports LILE/HFSE et LREE/HFSE très élevés, qui se traduisent par des rapports La/Nb >> 1 et Th/Ta >> 1, et des pics négatifs en Nb et Ta dans les DMN (fiche 202). Les anomalies positives en Pb dans les DMN sont également typiques. Ces caractéristiques se retrouvent dans la composition de la croûte continentale, en particulier de la croûte supérieure.

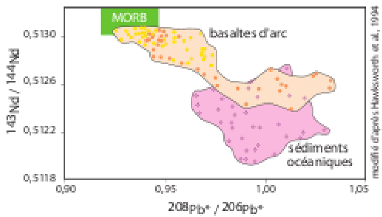
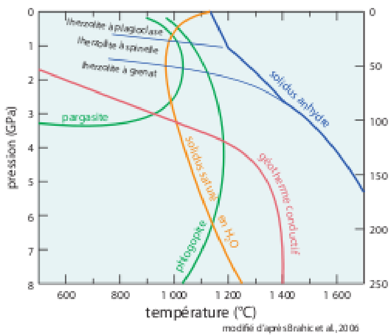


Diagramme isotopique Pb-Nd $^{208}Pb^*/^{206}Pb^*$: rapport entre les quantités de ^{208}Pb et ^{206}Pb produites depuis l'accrétion de la Terre à partir de ^{232}Th et de ^{238}U. Cercles jaunes : roches des arcs à Ce/Yb < 15 ; cercles orange : roches des arcs à Ce/Yb > 15.

Les **isotopes du plomb** illustrent la même évolution : les roches des arcs à Ce/Yb élevé ont incorporé davantage de Pb issu des sédiments océaniques ou de la croûte continentale que celles des arcs peu enrichis.

Les origines des magmas d'arc

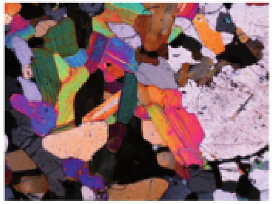
Les contraintes relatives à la genèse des magmas d'arc incluent la profondeur quasi-constante du plan de subduction sous l'axe des arcs (105 km en moyenne) ; leur richesse en eau (volcanisme explosif) ; et leur « empreinte calco-alcaline » facilement identifiable (fiche 216).



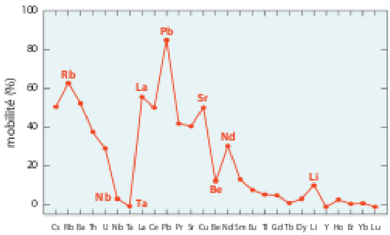
Conditions de fusion d'un manteau lherzolitique et stabilité des minéraux métasomatiques hydratés

Le **solidus hydraté** est recoupé par le géotherme conductif moyen des arcs vers 100 km de profondeur (3 GPa), ce qui correspond à la limite de stabilité de la pargasite. Ce minéral disparaît en libérant dans le manteau l'eau qu'il contient (2 %), qui permet à la fusion hydratée de débuter.

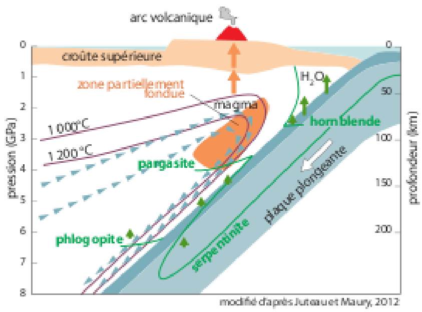
La plaque océanique plongeante libère progressivement son eau dans le manteau, notamment lorsque la hornblende des amphibolites (métabasaltes) se déstabilise lors du passage au faciès éclogite, vers 75 km de profondeur. L'eau (et les éléments incompatibles qu'elle véhicule) sont incorporés dans la pargasite et la phologopite métasomatiques, qui sont entraînées vers le bas par la convection du coin de manteau. Vers 100 km, la pargasite libère son eau qui déclenche la fusion du coin de manteau et remonte dans sa partie la plus chaude où la fusion se poursuit. Les magmas sont extraits de cette zone et mis en place au niveau de l'arc. La phlogopite disparaît à plus grande profondeur (200 km). Ce modèle simplifié ne prend pas en compte le rôle des serpentinites et du chenal de subduction (fiche 224).



Phlogopite métasomatique dans une lherzolite (LPA, 1,2 x0,8 mm)



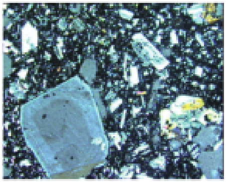
Mobilité relative des éléments incompatibles dans les fluides hydratés, mesurée lors de la déshydratation expérimentale d'une amphibolite à haute pression. Le plomb est le plus mobile, suivi par les LILE et les terres rares légères. Les HFSE et les terres rares lourdes sont quasi-immobiles. La ressemblance de ce spectre avec les DMN des roches d'arc suggère que celles-ci dérivent d'une source mantellique enrichie par des fluides hydratés, qui ont formé de l'amphibole (pargasite) et du mica (phlogopite) magnésiens métasomatiques.



Modèle simplifié de genèse des magmas calco-alcalins d'arc

L'arc des Petites Antilles

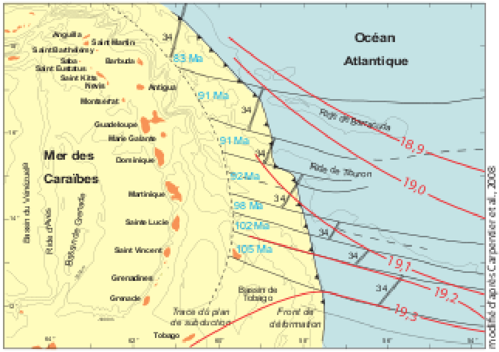
Les Petites Antilles sont un arc intraocéanique installé sur une croûte océanique jurassique épaissie au Crétacé par la formation du plateau caraïbe. Ses laves évoluent de séries calco-alcalines pauvres en K au nord à des séries modérément potassiques au centre et à des basaltes alcalins d'arc au sud (Grenadines et Grenade ; fiche 182).



Basalte calco-alcalin pauvre en K de St Kitts (LPA, 3 x 2 mm), à phénocristaux de plagioclase et rares olivines



Basalte alcalin d'arc riche en clinopyroxène de Grenade (LPA, 3 x 2 mm)

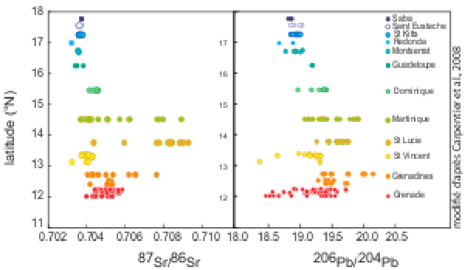


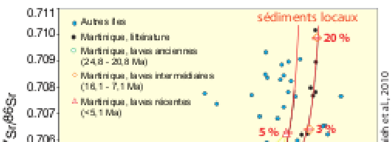
L'arc des Petites Antilles

La croûte océanique subduite est d'âge (en bleu) croissant du nord au sud (position de l'anomalie 34). Au nord, ses sédiments sommitaux sont pélagiques et peu épais (400 m), alors qu'au sud ils sont détritiques, très épais (> 5 km), et proviennent du craton amazonien drainé par l'Orénoque. Les rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ des sédiments superficiels (courbes en rouge) diminuent du sud au nord, de même que $^{87}Sr/^{86}Sr$, alors que $^{143}Nd/^{144}Nd$ augmente.

Composition isotopique des laves de l'arc

Les variations isotopiques observées dans les laves reproduisent celles des sédiments. Du sud au nord, $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ décroissent alors que $^{143}Nd/^{144}Nd$ tend à augmenter. Cette correspondance constitue une preuve indirecte de la contribution des sédiments subduits aux sources des magmas d'arc.



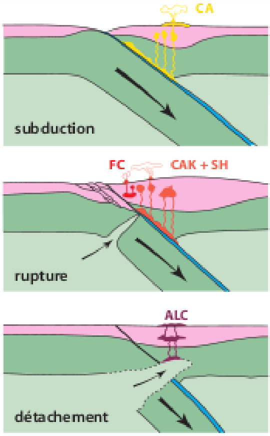


Composition isotopique Sr-Pb des laves de Martinique

Les chiffres en rouge sont les pourcentages de sédiments ajoutés au manteau. Des laves mises en place de façon presque continue depuis 25 Ma affleurent en Martinique. Leurs compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb sont compatibles avec l'incorporation « masse à masse » au manteau appauvri d'arc de sédiments locaux de la croûte Atlantique, en proportion pouvant atteindre 20 % mais en général inférieures à 5 %. La fusion de sédiments subduits est le mécanisme le plus probable (fiche 221).

Le magmatisme post-subduction

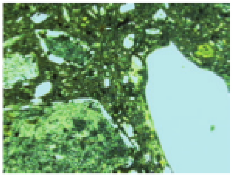
L'arrêt de la subduction océanique peut résulter d'un réarrangement cinématique global ou régional, du blocage lié à l'arrivée à la fosse d'une dorsale, d'une ride asésmique, d'un arc ou d'un plateau océanique, ou, enfin, de la consommation du domaine océanique subduit (passage à la collision continentale). Les magmas post-subduction sont calco-alcalins potassiques ou shoshonitiques, souvent fortement contaminés par la croûte continentale. Il s'y adjoint des produits d'anatexie crustale (leucogranites et rhyolites ignimbritiques).



modifié d'après Bonin, 1995

Évolution du magmatisme post-subduction (cas d'une collision continentale)

Lors de l'arrêt de la subduction, le magmatisme calco-alcalin (CA) cesse. La plaque subduite se rompt (*slab tearing*) et sa partie profonde se détache (*slab breakoff*). Le flux d'asthénosphère chaude dans la déchirure réchauffe la plaque supérieure, y induisant de la **fusion crustale** (FC) et facilitant la contamination des magmas qui deviennent **calco-alcalins potassiques** (CAK) ou **shoshonitiques** (SH). Dans un stade ultérieur, la fusion de la base du manteau lithosphérique subcontinental produit des magmas **alcalins** (ALC) de type intraplaque.

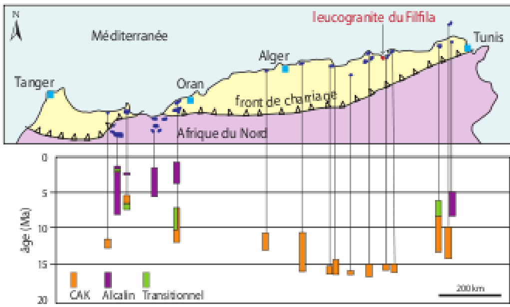


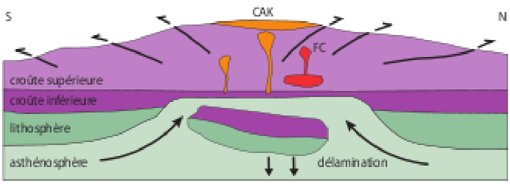
Dacite calco-alcaline potassique de Tunisie

(LPNA, 3 x 2 mm),
à phénocristaux de quartz et de plagioclase déstabilisé

Évolution du magmatisme néogène et quaternaire de la marge du Maghreb

La chaîne magmatique longue de 1 200 km qui borde la côte nord du Maghreb résulte de la collision Europe-Afrique qui a suivi la subduction vers le nord des vestiges de la Néotéthys occidentale. Le détachement de la partie océanique de la plaque africaine a provoqué un magmatisme CAK fortement contaminé, débutant à 16 Ma et évoluant aux extrémités de la chaîne vers du volcanisme alcalin. La fusion crustale a joué un rôle très limité (leucogranite du Filfila, Algérie).





modifié d'après Li et al., 2012

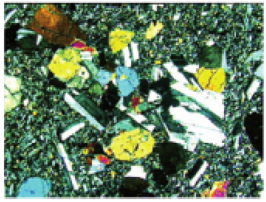
Modèle de délamination proposé pour le Tibet au Crétacé supérieur

Dans ce modèle applicable aux chaînes à lithosphère très épaissie, la délamination des parties profondes induit un flux d'asthénosphère chaude qui provoque la fusion locale de la croûte inférieure (volcanisme CAK) et supérieure (FC).

fiche 220

Le magmatisme lié aux fenêtres asthénosphériques

Une dorsale active atteignant la fosse cesse de fonctionner dès le début de son plongement. Si la subduction n'est pas bloquée de ce fait, une fenêtre asthénosphérique en forme de V s'ouvre dans la plaque plongeante. Le manteau profond chaud pénètre dans cette déchirure et en réchauffe les bords, provoquant souvent leur fusion partielle. Le magmatisme lié à cette évolution est très diversifié (tholéiites, adakites, andésites magnésiennes).



Andésite magnésienne de Basse Californie (LPA, 3 x 2 mm), à phénocristaux de plagioclase, olivine et augite

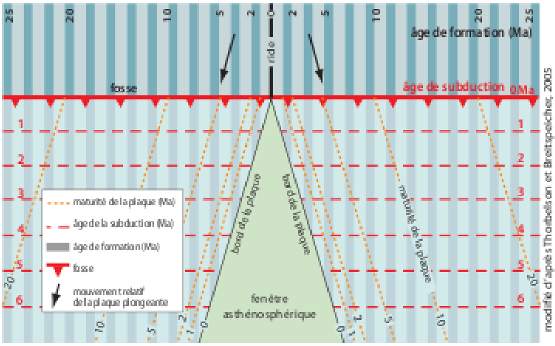
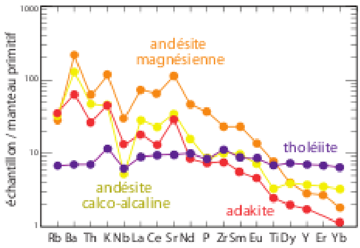


Schéma de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique (sans arrêt de la subduction)

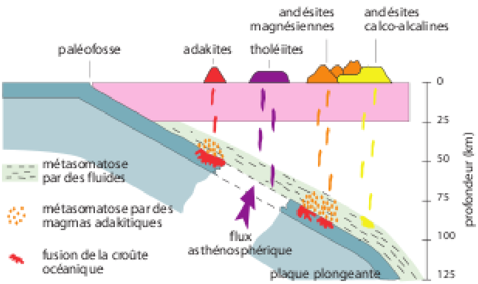
La fenêtre est d'autant plus large que l'âge de la partie subduite devient plus ancien. Par contre, son état thermique (« maturité ») n'est plus lié à son âge mais à sa distance aux bords de la fenêtre : à proximité, la plaque reste chaude et donc « jeune » en raison du flux de manteau chaud qui s'infiltre dans la déchirure.

Sous la péninsule de Basse Californie (Mexique), une fenêtre s'est ouverte dans la plaque Pacifique subduite d'âge très jeune (< 15 Ma) suite à l'arrivée à la fosse de la dorsale, qui a bloqué la subduction. Les magmas émis au-dessus de cette fenêtre incluent des adakites, des andésites plus magnésiennes que leurs voisines calco-alcalines, et des andésites tholéiitiques très proches de MORB.



DMN de laves de Basse Californie

L'adakite et à un moindre degré l'andésite magnésienne sont appauvries en Y et terres rares lourdes.



Modèle de genèse des laves de Basse Californie

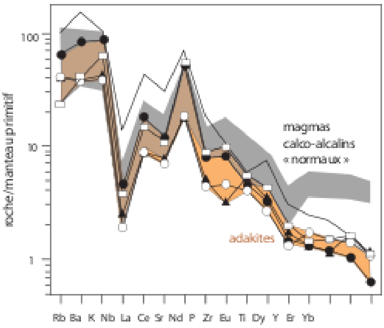
La fusion de la croûte océanique des deux bords de la fenêtre produit des magmas adakitiques, qui se mettent en place en position avant-arc, et métasomatisent le manteau sous-jacent. Au-dessus du bord inférieur de la déchirure, la fusion de ce dernier produit les andésites magnésiennes. Les tholéiites dérivent de la fusion par décompression de l'asthénosphère chaude remontant par la fenêtre.

La fusion de la croûte océanique

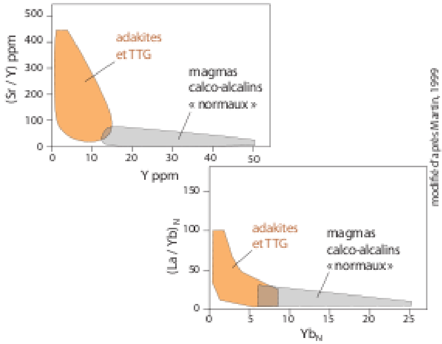
Les adakites, identifiées en 1990, sont des andésites/diorites ou dacites/granodiorites (56 % < SiO_2 < 70 %) à faibles teneurs en terres rares lourdes et Y, qui sont les équivalents modernes des TTG archéennes (fiche 8). Comme elles, ce sont des produits de fusion partielle de croûte océanique subduite lors de subductions « chaudes ».



Adakite de Basse Californie
(LPA, 3 x 2 mm), à phénocristaux d'amphibole



DMN comparés d'adakites et d'andésites et dacites calco-alcalines « normales »



Diagrammes Sr/Y et La/Yb permettant de séparer les adakites des autres magmas calco-alcalins

Les adakites ont une « signature de subduction » typique (rapports LILE/HFSE élevés, anomalies négatives en Nb et Ta). Elles sont sodiques et riches en amphibole. Leur composition isotopique est proche des MORB. Leurs faibles teneurs en terres rares lourdes et Y, hébergés par le grenat, conduisent à les considérer comme résultant de la fusion partielle de MORB métamorphisés dans les faciès amphibolite à grenat ou éclogite. Elles sont identifiables par leurs DMN et par leurs rapports Sr/Y et La/Yb supérieurs à ceux des autres roches calco-alcalines. Dans certains cas, elles pourraient aussi résulter du fractionnement précoce de grenat dans des liquides calco-alcalins très riches en eau, ou bien de la fusion d'amphibolites à grenat de la base de la croûte de l'arc.

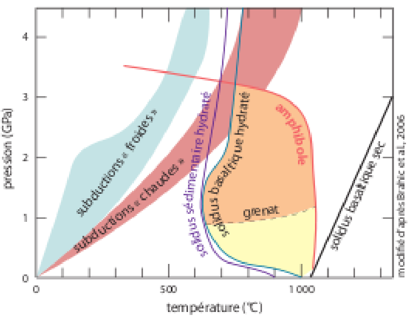


Schéma simplifié des conditions de genèse des adakites par fusion hydratée de MORB

Les adakites se forment au-delà du solidus hydraté des MORB, dans le domaine de stabilité de l'amphibole (qui fournit l'eau) et du grenat.

Ces conditions de « subduction chaude », normales à l'Archéen (fiche 8), sont actuellement réalisées dans les cas de subduction de dorsale ou de croûte très jeune avec ouverture de fenêtres asthénosphériques (fiche 220), de subduction à faible pendage, ou dans les régimes transitoires de début et de fin de subduction.

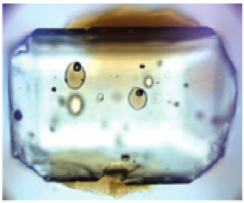
Les conditions de fusion hydratée des sédiments subduits, pélagiques ou terrigènes, sont très voisines de celles des MORB, et les liquides formés sont susceptibles de se mélanger.

fiche 222 Le recyclage profond de la lithosphère océanique

La réalité du recyclage profond de la lithosphère océanique est attestée par la présence dans les diamants, stables à plus de 150 km, d'inclusions de minéraux apparaissant à très forte pression dans les méta-basaltes : grenat majorite stable dans la zone de transition (13-23 GPa soit 400-660 km) ; et même pseudomorphoses de minéraux à structure de pérovskite associées à de la magnésiowüstite, stables dans le manteau inférieur (> 23 GPa).



Inclusion de majorite dans un diamant



Inclusions vitreuses (avec bulle de retrait) dans une olivine du Mauna Loa (0,6 mm)

Leurs rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ correspondent à ceux de l'eau de mer âgée de 250 à 650 Ma, ce qui impliquerait la présence d'un composant de croûte océanique de cet âge dans le panache hawaiien.

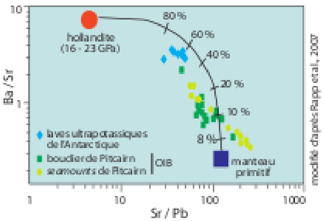
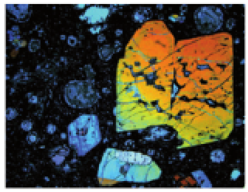


Diagramme Ba/Sr en fonction de Sr/Pb

Des arguments moins directs vont dans le même sens. La hollandite, de composition $KAlSi_3O_8$, est stable de 9 à plus de 25 GPa dans les sédiments. La courbe de mélange entre manteau primitif et hollandite rend assez bien compte de la composition des OIB de Pitcairn et des laves ultrapotassiques de Gaussberg (Antarctique), ce qui suggère qu'ils dérivent de manteau profond ayant incorporé des sédiments subduits à grande profondeur.

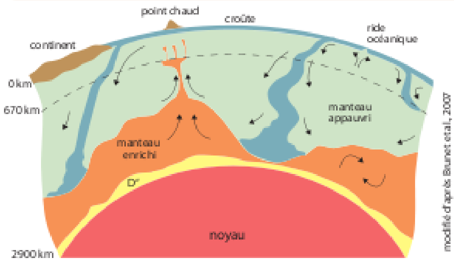
Picrobasalte alcalin de Mangaia (Polynésie) (LPA, 1,8 x 1,2 mm)

Ses phénocristaux d'olivine contiennent des inclusions de sulfures, dont la composition isotopique du soufre aurait été acquise il y a plus de 2,45 Ga, avant l'oxygénation de l'atmosphère. Elle témoignerait de la présence d'un composant de croûte océanique archéenne dans la source des laves de l'archipel des Australes-Cook.



Origine des pôles mantelliques enrichis (fiches 203 et 212)

EM I et EM II seraient hérités de sédiments pélagiques et terrigènes. Le rapport U/Pb élevé du composant HIMU proviendrait du passage d'une croûte océanique basaltique dans une zone de subduction, Pb étant plus mobile que U dans les fluides hydratés (fiche 217). La durée de séjour de ces matériaux dans le manteau profond est estimée à plus de 0,5 Ga. Les valeurs extrêmes proposées sont 0,25-0,75 Ga pour les OIB d'Hawaii et plus de 2,45 Ga (Archéen) pour ceux de Mangaia.

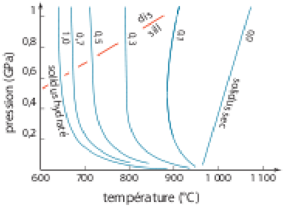


Modèle de structure du manteau profond postulant une convection globale

Le manteau appauvri serait le résidu de l'extraction progressive de la croûte depuis l'Archéen (fiches 9 et 10). Le manteau inférieur enrichi proviendrait du manteau primitif, et serait périodiquement réalimenté en éléments incompatibles par les plaques subduites jusqu'au voisinage de la couche D''.

La fusion de la croûte continentale

La fusion partielle de la croûte continentale est peu courante. Les températures (> 1 000 °C) de sa fusion à sec ne sont en effet pas atteintes dans la croûte même épaissie, et celles nécessaires à sa fusion hydratée (> 650 °C) ne sont obtenues qu'au niveau de la croûte inférieure anhydre (faciès granulite). On ne l'observe que dans les zones de subduction et de collision, où elle résulte soit du métamorphisme de contact des magmas mafiques, soit des gradients géothermiques élevés de type dalradien (fiche 173), souvent associés à des processus d'exhumation tectonique.

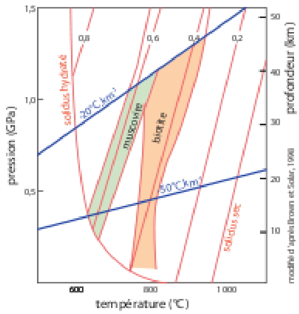


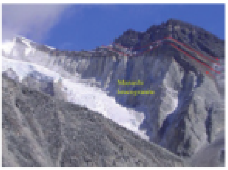
Influence de l'eau sur le solidus des granites (dis : disthène ; sill : sillimanite)
Entre les cas extrêmes de la fusion hydratée (système saturé en eau) et de la fusion sèche, des situations intermédiaires sont observées pour différentes teneurs en eau (exprimées sous forme de fractions molaires d'eau, de 0 à 1). Pour des fractions de 0,3 à 0,6, le système ne contient pas d'eau libre, mais celle-ci est fournie par la déshydratation des micas (fusion-déshydratation ou *dehydration melting*) entre 800 et 700 °C.



Sommet leucogranitique du Manaslu (Népal, 8 163 m)

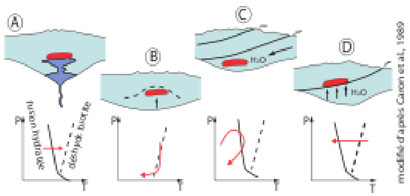
Conditions de la fusion-déshydratation (les valeurs 0,8 à 0,2 correspondent aux fractions molaires d'eau)
Dans la gamme des gradients dalradiens (20-50 °C.km⁻¹), elles affectent la muscovite (H_2O = 4,5 %) et la biotite (H_2O = 3,8 %), la fraction molaire d'eau dépendant de leur abondance modale.





Leucogranite du Manaslu intrudant des sédiments triasiques téthysiens
Interprétation tectonique de M.P. Searle, 2010.

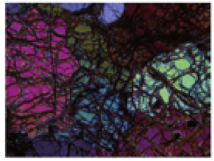
Le **leucogranite du Manaslu** est une lentille intrusive de 10 km d'épaisseur mise en place par gonflement latéral (fiche 199). Il surmonte des paragneiss migmatitiques de la base de la plaque tibétaine, situés au-dessus du *Main Central Thrust* (MCT), et à partir desquels il s'est formé par fusion-déshydratation impliquant la muscovite. Les transferts de fluides hydratés depuis les schistes du sommet de la plaque indienne située au-dessous du MCT (formations des Midlands) ont facilité la fusion, de même que le réchauffement lié aux cisaillements au niveau du plan de charriage.



Schémas simplifiés de quelques contextes de fusion partielle de la croûte continentale
Les zones rouges indiquent les sites de fusion, les flèches rouges les trajets P-T-t correspondants.
A : métamorphisme au contact d'une grande intrusion mafique dans une marge continentale de type andin.
B : fusion par décompression lors de la remontée adiabatique d'un dôme de gneiss en contexte de désépaississement post-collision.
C : sous-charriage de croûte supérieure hydratée lors d'une subduction continentale.
D : hydratation de la base de la plaque supérieure par transfert d'eau depuis la plaque sous-charriée (cas du Manaslu).

fiche 224 L'eau dans le manteau : ses origines et ses rôles

Bien que faible (100 ppm), la teneur en eau du manteau conditionne ses propriétés physiques, et notamment sa viscosité. L'eau est introduite en profondeur lors de la subduction, par les basaltes et les sédiments de la plaque plongeante, ainsi que par les serpentinites du manteau (fiche 156). On estime à 500 ppm la teneur en eau moyenne du manteau s'il avait conservé l'eau introduite depuis le début de l'Archéen. Les 400 ppm manquants auraient été extraits au cours du temps par les magmas issus des panaches ; il se peut aussi que les subductions archéennes aient été plus « sèches » que les actuelles.



Harzburgite en voie de serpentinisation

(LPA, 4 x 3 mm) Elle est parcourue par un réseau « maillé » de serpentines.

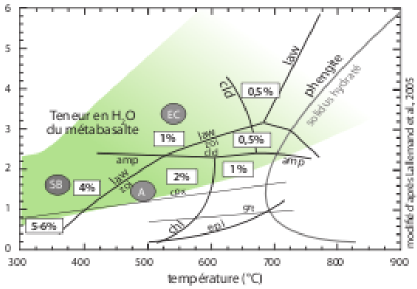


Diagramme de phases d'un métabasalte hydraté, montrant l'évolution de sa teneur en eau (% masse)

À plus de 6 GPa, elle est inférieure à 0,1 %. SB schistes bleus, A amphibolites, EC éclogites ; amp amphibole, chl chlorite, cld chloritoïde, cpx clinopyroxène, epi épidote, law lawsonite, zoi zoïsite. Lawsonite et phengite sont les phases stables à haute pression. La zone ombrée verte correspond aux trajectoires possibles du toit de la plaque plongeante. Les teneurs en eau diminuent avec P et T dans les basaltes subduits, notamment vers 2 GPa, où elle est transférée dans le manteau sus-jacent (fiche 217). La déshydratation est cependant un processus continu, avec des variations considérables des subductions « froides » aux subductions « chaudes ». Les teneurs en eau deviennent très faibles au-delà de 3 GPa.

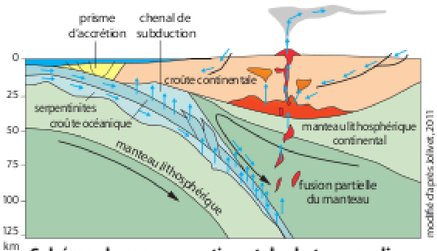
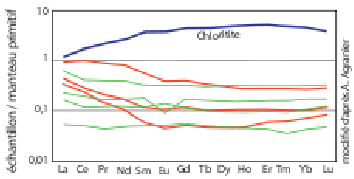


Schéma de marge continentale de type andin montrant le chenal de subduction et les serpentinites



Spectres de terres rares de serpentinites et d'un métabasalte de type MORB (chloritite) de Californie. Les serpentinites résultant d'interactions manteau-fluides à HT-HP (en rouge) sont enrichies en terres rares légères par rapport à celles de BT-BP (en vert). Les premières peuvent donc apporter des éléments incompatibles dans le manteau profond.

Les serpentines (Mg, Fe^{2+})$_6Si_4O_{10}(OH)_8$ jouent un rôle considérable dans les transferts d'eau dans le manteau profond. Elles en contiennent beaucoup (13 %) et la variété antigorite est stable entre 300 et 700 °C et jusqu'à plus de 2 GPa. Certaines serpentinites se forment à T et P relativement basses, au sommet du manteau alors que la plaque est encore en position océanique. D'autres, plus riches en éléments incompatibles, se forment par interaction à HT-HP entre le manteau de la plaque supérieure et les fluides circulant dans le chenal de subduction, au toit du plan de Wadati-Benioff (fiche 156). La déstabilisation de l'antigorite, entre 2 et 3 GPa, contribue à la genèse des magmas d'arc.

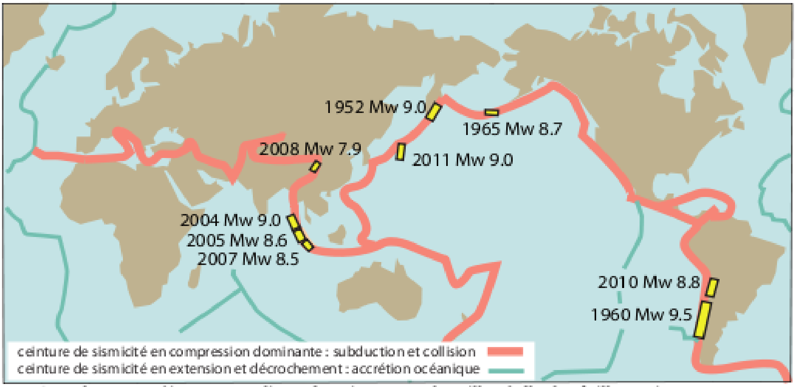
Partie 10

Aléas et ressources énergétiques



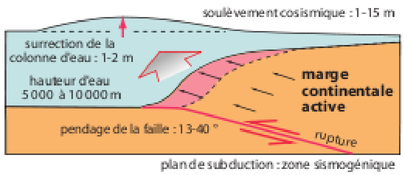
Éruption du geyser Strokkur, Geysir, Islande. Le Strokkur est le seul geyser islandais actif (toutes les 5 minutes environ). Sa présence est l'indice de fortes potentialités géothermiques (fiche 230), de même que celle des sources chaudes et solfatares (*photo René Maury*).

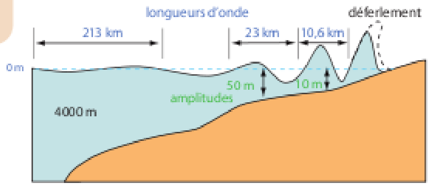
Aléas sismiques et tsunamis



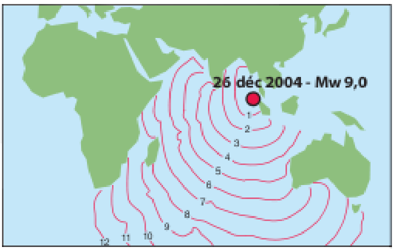
Les plus gros séismes mondiaux depuis 1952 et la taille réelle des failles qui ont rompu
L'aléa sismique est maximal dans les régions à forte sismicité historique correspondant aux deux ceintures de cette carte. Notre connaissance de la sismicité mondiale potentielle est extrêmement réduite puisque les observations sismologiques sont très récentes en regard de l'histoire de la Terre.

L'**aléa sismique** est la probabilité de survenue d'un séisme durant une période de temps donnée dans une région donnée. C'est l'élément de base pour l'estimation du risque sismique. Ce dernier intègre en plus la vulnérabilité des biens et vies humaines. L'aléa dépend de la distribution des séismes dans le temps et l'espace : il est donc lié à la sismicité de la zone. Les très gros séismes surviennent dans des régions où ils sont attendus mais leur fréquence est encore imprévisible.





Caractéristiques des tsunamis liés aux séismes de subduction



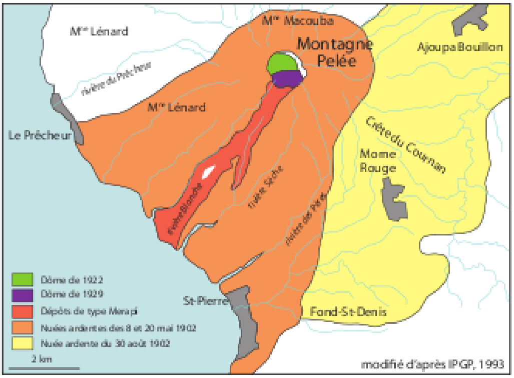
Progression du tsunami du 26-12-2004 (en heures)
Séisme de Sumatra, Mw 9. Ce séisme a rechargé en contraintes le sud de la zone de rupture qui a rompu à son tour en 2005 et en 2007. Ceci indique que de très forts séismes rapprochés peuvent survenir dans une région relativement restreinte.

Le tsunami est généré par un séisme ou un glissement sous-marin par poussée d'une grande masse d'eau. L'amplitude de la vague est faible en haute mer (quelques cm à 1 m) et devient pluri-métrique à faible profondeur (maximum 30-40 m à la côte). 80 % des tsunamis ont lieu dans le Pacifique.

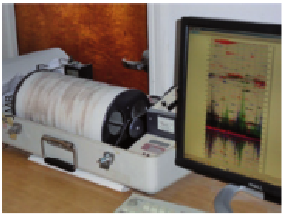
Les risques volcaniques

Les risques volcaniques majeurs sont associés aux arcs actifs, et principalement aux éruptions pyroclastiques de type **nuée ardente** (Montagne Pelée, 1902) ou **panache plinien** (Vésuve, 79 ; Tambora, Indonésie 1815) et aux **lahars** (coulées boueuses) associés (Nevado del Ruiz, Colombie, 1980 ; Pinatubo, Philippines, 1991). Les éruptions des autres volcans, bien que spectaculaires (Hawaii, La Réunion, Etna) sont peu dangereuses sauf par leur conséquences indirectes (famine : Laki, Islande, 1783).

Les bases de la prévision volcanique résident dans la connaissance des éruptions passées qui permettent de repérer les zones de risque maximal. Il faut tenir compte de plusieurs scénarios : ainsi, les nuées ardentes émises par la Montagne Pelée en 1902 étaient cantonnées à la zone d'effondrement sectoriel ancien de son flanc sud-ouest, entre Le Prêcheur et Saint-Pierre. La nuée péléenne du 30 août fut émise à 120° par rapport aux précédentes et dévasta les flancs sud et sud-est du volcan.



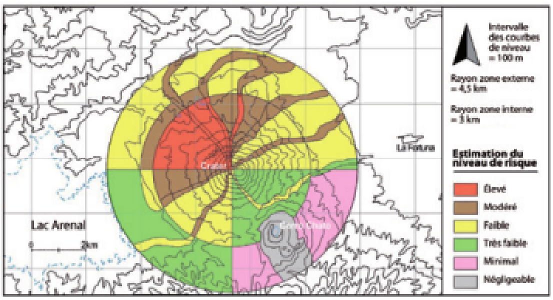
Les éruptions de 1902 et 1929 à la Montagne Pelée



Surveillance sismique de la Soufrière de Montserrat
Enregistreur ancien (à gauche) et récent (à droite).

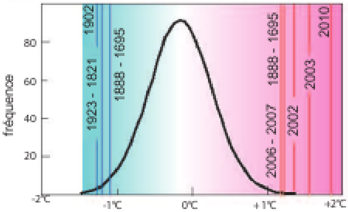
La surveillance des volcans actifs fait appel à quatre types de réseaux : réseau sismique (séismes précédant l'éruption ou l'accompagnant : « tremors ») ; réseau de mesure des déformations liées au gonflement de l'édifice avant l'éruption (inclinomètres, extensomètres, distancemètres, récepteurs GPS) ; capteurs géochimiques (émissions de radon, composition des sources chaudes et des fumerolles) ; réseau magnétique (variations du champ local). Au Piton de la Fournaise, ces réseaux totalisent 100 instruments répartis sur 35 sites.

Exemple de carte d'évaluation des risques, volcan Arenal (Costa Rica)
Elle tient compte des éruptions passées, de la connaissance du comportement actuel du volcan (position du réservoir, composition et teneur en fluides des magmas) ainsi que de son contexte géologique (topographie, stabilité gravitaire, hydrologie) et humain (répartition de la population, voies d'évacuation).



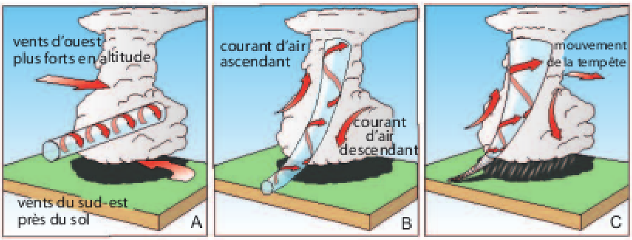
Évènements climatiques extrêmes

Il s'agit d'épisodes climatiques divers, localisés ou non (sécheresses intenses, pluies diluviennes, tempêtes, tornades, ouragans tropicaux) aux effets dévastateurs et dont l'augmentation de la fréquence paraît liée au réchauffement climatique global.



Les sécheresses

Comparés à la courbe de Gauss de la moyenne climatique entre 1500 et 2002, les étés extrêmes sont de plus en plus fréquents. En 2003, l'Europe a vécu son été le plus chaud depuis 500 ans (entraînant 70 000 morts), une vague de chaleur a embrasé l'Australie en 2009, et en 2010, la Russie a été confrontée à une canicule (11 000 morts dans la région de Moscou et baisse de 30 % de la production céréalière).

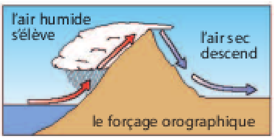


Les tornades

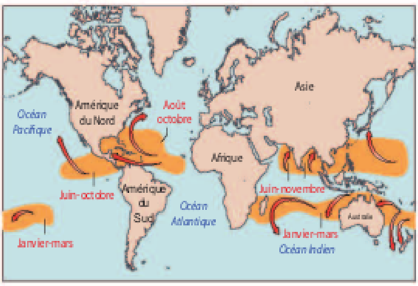
A - Le cisaillement qui résulte de l'affrontement des vents, en altitude et au sol, induit un cylindre en rotation.
B - Les courants ascendants et descendants inclinent le cylindre et créent la tornade.
C - La tornade touche le sol et cause les destructions.

Aux USA, les tornades se produisent sur une zone qui s'étend du Texas à l'Indiana (« allée des tornades ») du fait de la collision d'une masse d'air polaire avec la masse tropicale maritime en provenance du Golfe du Mexique. Les tornades sont classées selon l'**échelle de Fujita** (EF0 à EF5, vents de 104 à plus de 322 km/h, longueur de trajectoire de 1 km à 500 km et largeur de 10 m à 5 km).

Les épisodes cévenols



C'est un type régional de forçage orographique qui génère des pluies violentes sur le piémont des Cévennes (Ardèche, Gard, Hérault et Lozère). L'air chaud et humide méditerranéen, bloqué par les Cévennes, remonte en altitude et sa collision avec l'air froid provoque une série d'orages diluviens (700 mm en 24h en 2002 ; 23 morts suite à une rupture des digues). Ces épisodes se produisent surtout à l'automne, ils durent 2 à 3 jours et cessent avec le retour du mistral et de la tramontane, vents secs du Nord, qui bloquent l'air maritime.

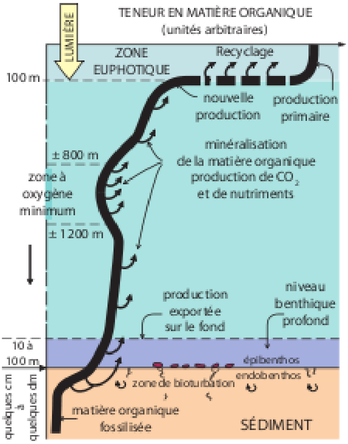


Les ouragans

Les ouragans sont d'immenses tempêtes en rotation qui naissent, en été et en automne, au large de l'Afrique au niveau des Îles du Cap vert (20° latitude N) où les basses pressions provoquent une convergence. L'air chaud s'élève et se met en mouvement sous l'action des force de Coriolis.

On classe les ouragans d'aprés l'**échelle de Saffir-Simpson** (5 niveaux ; vents allant de 100 à plus de 250 km/h, dépression de 980 à moins de 920 millibars). Les dégâts proviennent du vent, des pluies et des vagues et de l'onde de tempête générées. Dans l'Atlantique, les ouragans dérivent vers l'ouest puis le nord, certains atteignent le Pacifique Est. De telles tempêtes existent dans le Pacifique Ouest (**typhons**) et dans l'Océan Indien (**cyclones**).

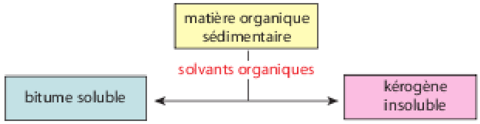
Le pétrole

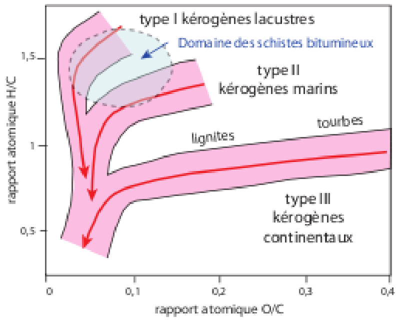


La matière organique (MO) est en concentration faible dans les sédiments. Les sédiments contenant 1% de MO sont potentiellement des roches mères des pétroles.

Production et fossilisation de la matière organique

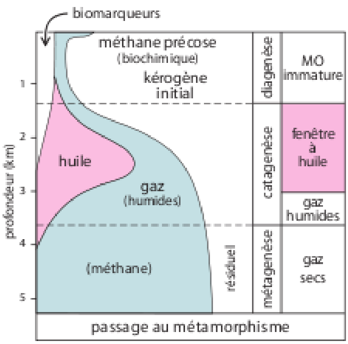
Dans la zone photique, la production primaire est recyclée (cycle biologique), une faible partie (1/10) s'échappe (production nouvelle). La MO est aussi détruite dans la colonne d'eau, notamment au niveau de la ZOM (fiche 24). La production exportée sur le fond est très faible (1/100 de la production primaire). L'oxydation continue dans le sédiment si la bioturbation est intense.





Le diagramme de Van Krevelen

La matière organique de type II (phyto et zooplancton, bactéries) est la source principale de pétrole. Le type 3 conduit au charbon, il donne peu d'huile mais peut produire du gaz lors de l'enfouissement. Au cours de la diagenèse d'enfouissement (lignes rouges) les domaines se recouvrent et la distinction devient difficile.

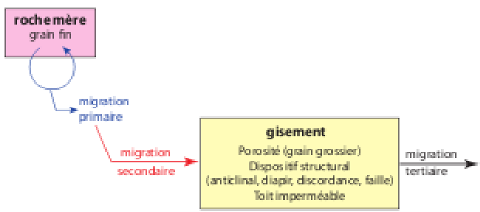


La formation du pétrole

Le pétrole résulte de l'évolution du kérogène (diagenèse) au cours de l'enfouissement. La production d'huile se développe entre 70 et 100 °C (fenêtre à huile).

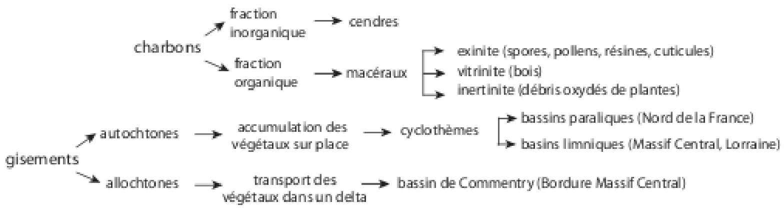
Les gisements

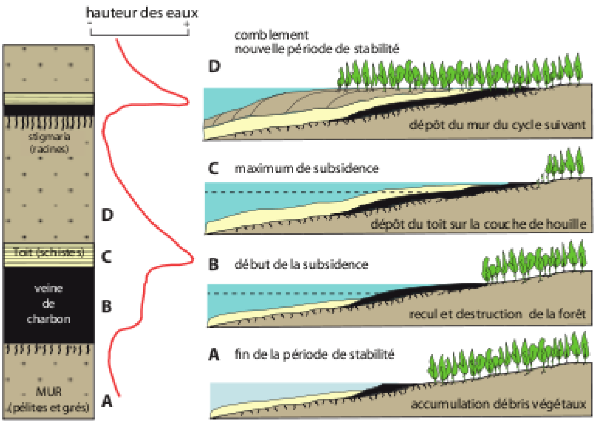
Un gisement exploitable par forage suppose une migration et une concentration dans une roche réservoir. La technique de fracturation hydrolique, qui permet l'exploitation directe de la roche-mère (gaz de schistes), pose des problèmes environnementaux et fait l'objet d'un moratoire en France (argiles du Toarcien inférieur).



fiche
229 Le charbon

Les charbons sont les résidus de l'évolution physico-chimique (« houillification ») de débris végétaux au cours de l'enfouissement. En fonction de l'origine et du stade d'évolution (rang), on distingue les tourbes (60 % de carbone), les lignites (77 %), les houilles (87 %) et les anthracites (92 %).





Cyclothèmes houillers Bassin paralique du Nord de la France

Les cyclothèmes (A,B,C), qui étaient interprétés classiquement en termes de pulsions de subsidence, sont réinterprétés dans le cadre de la stratigraphie séquentielle (fiche 83) en faisant jouer un rôle à l'eustatisme.

La fréquence des cyclothèmes évoque un contrôle orbito-climatique de type Milankovitch (glacio-eustatisme).

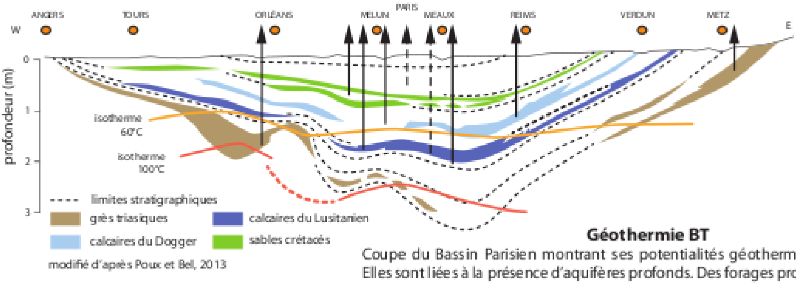
Âge (Ma)	Périodes géologiques	Principales concentrations de charbon	Variations eustatiques (transgression / régression ; +400 +200 km 0 -200)	Roches mères des principaux gisements d'hydrocarbures
	Tertiaire	Amérique du Nord, Extrême-Orient	25%	Indonésie, Californie, Venezuela, Caucase
100	Crétacé	Amérique du Nord, Russie, Chine	15%	Moyen-Orient, Canada ; Etats-Unis, Mexique, Venezuela, Équateur, Colombie ; Moyen-Orient, Mexique
200	Jurassique	Russie, Asie, Australie	12%	Mer du Nord, Moyen-Orient ; Mexique, Sibérie, Australie, Asie centrale
	Trias			
	Permien	Gondwana, Asie, Chine	30%	
300	Carbonifère	Amérique du Nord, Europe	13%	Texas, montagnes Rocheuses
	Dévonien			Sahara, Oural/Volga ; Canada, Texas
400	Silurien			Sahara, Texas
	Ordovicien		niveau marin actuel	
500	Cambrien			

Âges des principaux gisements de charbon et roches-mères des pétroles

La comparaison avec la courbe eustatique montre que les principales roches-mères (en rose) correspondent aux phases transgressives de second ordre et les gisements de charbon (en jaune) aux phases régressives.

La géothermie

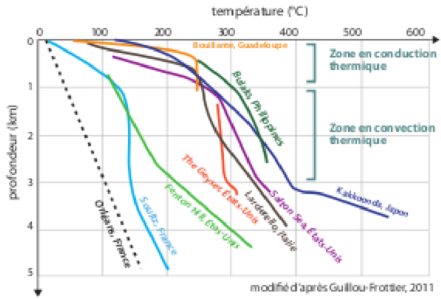
Cette source d'énergie renouvelable, qui ne représentait que 2 % de la production française en 2006, doit être développée pour atteindre 12 % à l'horizon 2020. On en distingue deux types : la géothermie basse température ou BT (exploitation du gradient géothermique « normal » de 30 °C·km^{-1}) et la géothermie haute température (HT).



Géothermie BT

Coupe du Bassin Parisien montrant ses potentialités géothermiques. Elles sont liées à la présence d'aquifères profonds. Des forages profonds sont nécessaires pour l'obtention de températures relativement élevées.

La géothermie HT produit de l'électricité (turbines) et en sous-produit de l'eau chaude (chauffage urbain). Elle est limitée pour l'essentiel aux zones de volcanisme actif, permettant d'exploiter des gradients très élevés (conduction en surface, convection plus profonde). On développe actuellement l'exploitation de gradients plus faibles (EGS : exploitation géothermique généralisée pour les températures de 130 à 180 °C) dans les rifts et grabens (centrale pilote de Soultz, Alsace).



Exemples de gradients géothermiques élevés

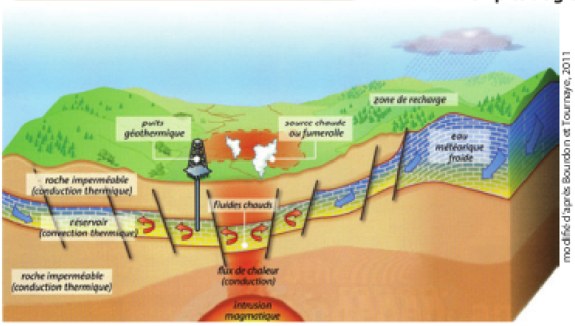


Schéma d'un site géothermique HT

Il est souvent repérable en surface par des sources chaudes ou des solfatares. Il est constitué d'un aquifère profond limité par des couches imperméables, sus-jacent à une intrusion magmatique. Celle-ci le réchauffe par conduction ; la convection homogénéise la température du fluide (200-350 °C) qui est prélevé par des puits. Des échangeurs transfèrent sa chaleur au fluide industriel alimentant les turbines. La pérennité du site nécessite la réinjection des fluides géothermiques refroidis.

Index

Index

Index

Index

Crédits photographiques

(h : haut ; c : centre ; b : bas ; g : gauche ; d : droite)
Agranier A. : 186, 209 bd, 224 hd ; Ballèvre M. : 133 bg, 171 bd ; Bardintzeff J.-M. : 188, 226 cg ; Barrat J.-A. : 4 cd, 6 bg ; Bassoulet C. : 184 hg, 190 hc, 191 cg ; Bideau D. : 180 hg ; Blais A. : 184 hc, 185 hd, 197 hg, hc ; Blais S. : 8, 177 hd, 177 bg, 178 hg, 178 bg, 179 hd, 179 cg, 179 bg, 183 cg, 183 bg, 184 hd, 185 bg, 190 bd, 193, 194, 195, 198 cd, 211 bg ; Brunel M. : 172 bd ; Caroff M. : 179 bd, 207 cg ; Chauvet F. : 198 hg, 211 bc, 211 bd ; Chazot G. : 200 cg, 208 hg, 217 ; CWPG : 7 cg ; Danelian T. : 66 h ; Day J.M.D. : 222 cd ; Deschamps A. : 209 bg, 209 bc ; Desmares D. : 88, 89 ; Dominguez S. : 132 cd ; Fulle M. : 187 hd ; Gebellin M. : 136 bd ; Guillot S. : 172 bg, 174, 223 hg ; Heilprin A. : 189 bc ; Juteau T. : 214 ; Ifremer : 107, 121, 150 bd, 160 bd, 161 ; Labaume P. : 136 cd, 145 ; Le Callonnec L. : 51, 58, 59, 89 ; Le Moigne N. : 112 ; Marabal A.-M. : 197 hd ; Mathieu R. : 66 c ; Maury M.-F. : 4 bg, 4 bd, 5 bg, 5 bd, 9, 170, 200 hg ; Minoletti F. : 66 b, 87 g, 89 ; MNA : 4 hd, 4 cg, 4 cc ; Mouillard P. : 178 bd, 179 hg ; NASA : 6 bc, 6 bd, 191 hd ; Nicollet C. : 175 ; Ohnenstetter D. : 182 bd ; Ondréas H. : 110 ; Pallares C. : 182 cd, 220, 221 ; Randon C. : 88 ; Ritz JF. : 131 cd ; Robin E. : 87 d ; Rouget I. : 88, 89 ; Sautter V. : 222 hg ; Searle M.P. : 223 cg ; Senut B. : 90 ; Sobolev A.V. : 229 cg ; Spotimage : 191 bd, 213 cg, 213 bd ; Toupet M. CBGA : 143 bd ; UNM : 4 cg, 4 bc ; USGS : 189 hd ; Valley J.W. : 7 cd ; Zeintoun V. : 90.

Toutes les photos non mentionnées dans cette liste sont des auteurs.